



Auringon ilmastovaikutukset

Veera Juntunen
LuK-tutkielma
Fysiikan tutkinto-ohjelma
Luonnontieteellinen tiedekunta
Oulun yliopisto
Joulukuu 2020

Sisältö

1 Johdanto	1
2 Teoria	3
2.1 Aurinko ja sen aktiivisuus	3
2.1.1 Aurinkotuuli	5
2.2 Maapallon ilmakehän rakenne	5
3 Auringon aktiivisuuden vaihtelut	7
3.1 Kokonaisirradianssi	7
3.2 Spektraalinen irradianssi/UV-säteily	9
3.3 Auringon energeettiset hiukkaset	9
3.4 Kosmiset säteet	10
4 Auringon ilmastovaikutukset maapallolla	11
4.1 Energeettisten hiukkasten ja kosmisten säteiden ilmastovaikutukset	11
4.2 Ilmastovaikutukset stratosfäärissä	14
4.2.1 Top-down-mekanismi	14
4.2.2 Stratosfäärin otsoni	15
4.2.3 Stratosfäärin lämpötila ja tuulet	16
4.3 Ilmastovaikutukset troposfäärissä	17
4.3.1 Bottom-up-mekanismi	17
4.3.2 Troposfäärin lämpötila, trooppiset kierrot ja ENSO-sykli	19
4.3.3 Rengasmoodit (annular modes)	22
4.4 Ilmastovaikutukset maanpinnalla	24
4.5 Nykyaikainen ilmastonmuutos	24
5 Yhteenveto	26
5.1 Päätelmät	26
A Lyhenneluettelo	28
B Lähteet	29

Tiivistelmä

Tässä tutkielmassa tarkastelen Auringon vaikutuksia maapallon ilmastoon perustuen kokoelma-artikkeliin ”Solar Influences On Climate” (Gray et. al., (2010), [1]).

Esittelen aluksi hieman teorian tietoa Auringosta ja Maan ilmakehän rakenteesta. Auringon aktiivisuuden vaihteluiden vaikutuksia Auringon sähkömagneettiseen säteilyyn sekä hiukkassäteilyyn käsitellään seuraavassa luvussa. Erilliseen lukuun on koottu tietoa siitä, miten Auringon ilmastovaikutukset voivat ilmetä Maan ilmakehän eri kerroksissa ja maanpinnalla. Lopuksi olen myös selvittänyt Auringon aktiivisuuden muutosten yhteyttä nykyaikaiseen ilmastomuutokseen.

1 Johdanto

Auringon merkittävä vaikutus maapalloon on tunnettu jo pitkään. Kuitenkin vasta 1900-luvun puolenvälin jälkeen alettiin saada satelliittien kautta tarkempia havaintoja Maan lähiavaruudesta ja sitä kautta enemmän tietoa Auringon vaikutuksista maapalloon. Esimerkiksi aurinkotuuli havaittiin satelliittien avulla ja sen koostumus selvitettiin. 1970- ja 1980-lukujen aikana Auringon koronan aukot ja niiden vaikutus nopeaan aurinkotuuleen löydettiin. Lisäksi Auringon säteilymäärää alettiin tutkia tarkemmin satelliittien avulla. Vasta 1990- ja 2000-luvuilla alettiin tarkemmin tutkimaan Auringon ilmastovaikutuksia, osin käsillä olevan ilmastomuutoksen tajuamisen vauhdittamana. [2]

Auringon ilmastovaikutusten tutkiminen on siis kohtuullisen uusi tutkimusala, kuten avaruusfysiikka tieteenalana muutenkin. Paljon uutta tietoa Auringosta ja sen vaikutuksista maapallon ilmastoon on saatu selville viimeisten vuosikymmenien aikana, mutta monia asioita on yhä selvittämättä. Olen itse kiinnostunut Auringon ja maapallon välisestä vuorovaikutuksesta sekä maapallon ilmastoon vaikuttavista tekijöistä, joten tutkielman aihe valikoitui sitä kautta kohtuullisen luonnollisesti. Halusin tässä tutkielmassa koota yhteen tähän mennessä saadut perustiedot Auringon vaikutuksista maapalloon ja myös sen, mitkä asiat ovat jääneet epäselviksi ja mitkä kaipaisivat lisää tutkimusta.

Tutkielman alussa, luvussa 2, käyn lyhyesti läpi perustietoja Auringosta ja sen toiminnasta. Käyn läpi myös lyhyesti maapallon ilmakehän rakennetta, mikä on oleellista selvittäessä Auringon vaikutuksia ilmakehän eri kerroksiin. Auringon aktiivisuus ja niin sanottu aurinkosykli ovat myös tärkeitä teemoja tutkielman toisessa luvussa.

Aurinko vaikuttaa maapalloon sekä sähkömagneettisen säteilyn kautta että hiukkassäteilyn välityksellä. Auringon sähkömagneettista säteilyä voidaan tutkia mittaamalla Auringon kokonaisirradianssia eli ns. säteilytysvoimakkuutta, jossa otetaan huomioon kaikilla aallonpituuksilla saapuva säteily (kappale 3.1). Sähkömagneettista säteilyä voidaan mitata myös tarkemmin tietyillä valikoiduilla aallonpituuksilla, jolloin puhutaan spektraalisesta irradianssista (kappale 3.2). Auringosta tulee myös hiukkassäteilyä pääosin energettisten protonien ja elektronien muodossa, mitä käsitellään kappaleessa 3.3. Lisäksi aurinkosyklin vaihe säätelee epäsuorasti ilmakehään päätyvän kosmisen säteilyn määrää. Kosmiset säteet voidaan jakaa Auringon kosmisiin säteisiin sekä galaktisiin kosmisiin säteisiin, joiden alkuperä on nimensä mukaisesti aurinkokuntamme ulkopuolella. Kosmisista säteistä on kerrottu lisää kappaleessa 3.4. [1]

Tutkielman neljännessä luvussa käsittelen Auringon ilmastovaikutuksia maapallon ilmakehän eri kerroksissa sekä maanpinnalla. Energeettisten hiukkasten sekä kosmisten

säteiden ilmastovaikutuksia käsitellään kappaleessa 4.1. Ilmakehämme absorboi tehokkaasti korkeaenergistä säteilyä, jolloin esimerkiksi UV-säteilyn suurimmat vaikutukset ovat keskittyneet yläilmakehään suurin piirtein stratosfäärin korkeuksille. Stratosfäärissä tavataan myös maapallon ilmastolle erittäin tärkeitä tuulisysteemejä, ja siellä sijaitsee myöskin otsonikerros, joka muun muassa estää elämälle vaarallisen UV-säteilyn liiallisen pääsyn maanpinnalle. Näistä tekijöistä kerron lisää kappaleessa 4.2. [1]

Heti maanpinnan yläpuolella sijaitseva alailmakehä eli troposfääri on myös erittäin oleellinen kerros ilmastovaikutuksia huomioon otettaessa. Troposfääri on vastuussa kaikista maanpinnalla havaittavista sääilmiöistä, ja siellä tavataan esimerkiksi erityyppisiä ilmamassan kiertoliikkeitä sekä niin kutsuttuja rengasmoodoja, joiden vaikutus näkyy erityisesti keskileveysasteiden ja korkeampien leveysasteiden alueiden talvi-ilmastoissa. Näiden kiertoliikkeiden, rengasmoodien (englanniksi annular modes) sekä Auringon mahdollisia yhteyksiä käsitellään tarkemmin luvussa 4.3. Maan- ja merenpinnan lämpötilojen suoraa yhteyttä Aurinkoon ja sen aktiivisuuteen on tutkittu paljon, mutta ongelmaksi on osoittautunut se, että pintalämpötiloihin vaikuttaa todella moni muukin tekijä Auringon lisäksi. Tästä lisää kappaleessa 4.4. [1]

Viime vuosituhanella havaittu ilmastomuutos eli ilmaston asteittainen globaali lämpeneminen on yksi tärkeä tekijä siinä, miksi Auringon vaikutuksia ilmastoon on viime vuosina tutkittu kiivaasti. Kuitenkaan toistaiseksi ei ole pystytty osoittamaan, että Auringon aktiivisuuden muutoksilla olisi vaikutusta nykyaikaiseen ilmastomuutokseen. Käsittelen ilmastomuutosta tarkemmin kappaleessa 4.5. [1]

Viidennessä luvussa olen koonnut yhteenvedon käsitellyistä aiheista sekä hieman tarkastellut mielenkiintoisia tulevaisuuden tutkimuskohteita. Aivan loppuun olen vielä koonnut lyhenneluettelon tärkeimmistä tutkielmassa käyttämästäni termeistä sekä niiden englanninkieliset alkuperäistermit. Monille tutkielmassani käyttämille käsitteille ei löytynyt vakiuita suomenkielistä vastinetta, joten olen ilmoittanut kunkin käsitteen yhteydessä myös sen alkuperäisen englanninkielisen termin, josta käänös on tehty. Tämä toivottavasti helpottaa myös lähdetekstien sekä muiden englanninkielisten avaruusfysiikan julkaisujen lukemista. Kaikki käyttämäni lähteet on koottu tutkielman loppuun. Tekstissä käytettyihin lähteisiin on viitattu hakasulkeiden sisällä olevalla numerolla.

2 Teoria

Tässä luvussa käyn lyhyesti läpi Auringon rakennetta ja toimintaa sekä maapallon ilmakehän rakennetta. Nämä tiedot auttavat jatkossa, kun aletaan pohtia Auringon ilmastovaikutuksia maapalloon. Kerrataan ensin perustietoja Auringon rakenteesta.

2.1 Aurinko ja sen aktiivisuus

Aurinko on spektriluokkaan G2V kuuluva pääsarjan tähti, joka syntyi noin 5 miljardia vuotta sitten tiivistymällä tähtienvälisestä molekyylipilvestä. Aurinko tuottaa energiaa fuusioimalla vetyä heliumiksi pääosin protoni-protoni-reaktiolla, joka tapahtuu hyvin lähellä Auringon keskustaa. Nykyään on arvoitu, että noin 5 prosenttia Auringon koko vetyvarastosta on muuttunut heliumiksi. Aurinko koostuu energiaa tuottavan ytimen lisäksi radiatiivisesta alueesta ja konvektiokerroksesta. Radiatiivisessa kerroksessa energia etenee nimensä mukaisesti säteilemällä eli fotonien välityksellä ja konvektiokerroksessa konvektiolla eli aineen kulkeutumisella. Aurinko pyörii akselinsa ympäri noin 27 vuorokaudessa, mikä on havaittu muun muassa auringonpilkujen liikkeitä seuraamalla. [3]

Auringon kaasukehä muodostuu neljästä kerroksesta: fotosfääristä, kromosfääristä, siirtymäkerroksesta ja koronasta. Sisin näistä kerroksista on fotosfääri, joka muodostaa Auringon näkyvän pinnan ja on paksuudeltaan noin 300-500 kilometriä. Fotosfäärin lämpötila laskee ulospäin mentäessä 8000 kelvinasteesta noin 4500 kelviniin. Granulat ovat fotosfäärin pinnalla nähtäviä ryynimäisiä rakenteita, ja ne ovat seurausta konvektiosta, jossa lämmin kaasu nousee fotosfäärin pinnalle ja kylmempi kaasu painuu alaspäin takaisin konvektiokerrokseen. Fotosfäärissä ilmeneviä Auringon aktiivisuuteen liittyviä ilmiöitä ovat esimerkiksi auringonpilkut ja fakulat. Kun Auringon aktiivisuus on maksimissaan, auringonpilkkujen ja fakuloiden määrä on silloin suurempi kuin aktiivisuusminimin aikana. [2], [3]

Auringon fotosfäärin alapuolella konvektiokerroksessa suuret niin kutsutut magneettivuoputket estävät konvektion Auringon pinnalle, mikä aiheuttaa ympäristöään kylmemmän auringonpilkun syntymisen alueelle, jossa vuoputki lävistää fotosfäärin. Tumman auringonpilkun keskiosan lämpötila on tyypillisesti noin $4200K$, mikä on huomattavasti normaalia fotosfäärin pintalämpötilaa (n. $6050K$) kylmempi. Magneettivuoputken estämä lämpövirta palautuu konvektiokerrokseen, mutta pieni osa siitä saattaa nousta pintaan vuoputken reunoilla ja aiheuttaa kirkkaan reunan auringonpilkun ympärille. Tämän kirkkaan reunan lämpötila on yleensä noin $6065K$, joka on vain hieman normaalia fotosfäärin lämpötilaa suurempi. [1], [2]

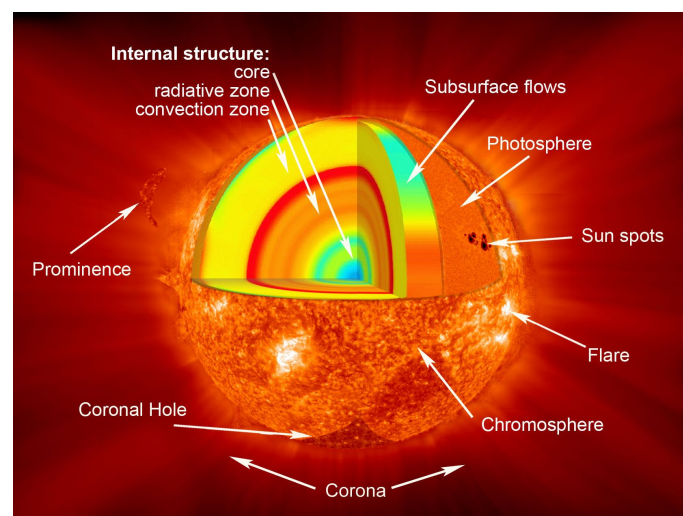
Fakulat ovat puolestaan pilkkualueen ympärille kertyviä ympäristöään kuumempia alueita, ja ne myös kompensoivat säteilyllään auringonpilkkualueiden säteilytappiot. Tämän takia Auringon aktiivisuusmaksimin aikaan auringonpilkkujen määrän ollessa suurimmillaan Auringon säteily on aktiivisuusminimiä voimakkaampaa. Lämpötila fakuloiden kohdalla on noin $6200K$, mikä on reilusti normaalia fotosfäärin pinta-lämpötilaa enemmän. Fakuloiden kohdalla konvektiovirtauksen estävän magneettivuoputken koko on pienempi, mikä erottaa sen auringonpilkuista. Säteily vuoputken seinämistä auttaa säilyttämään korkeahkon lämpötilan ja lisääntyneen magneettisen paineen ansiosta tiheys vuoputken sisällä pienenee. Tämän takia säteily pääsee karkaamaan fakulan alemmista kuumemmista kerroksista, jolloin saadaan aikaan fakulan korkea lämpötila. [1], [2]

Konvektiokerroksessa vaikuttavat magneettikentät voivat myös estää energian virtauksen ulospäin kohti pintaa. Tätä ilmiötä kutsutaan varjoefektiksi (shadow effect), koska sitä ei voida suoraan havaita. Tällöin suuret määrät energiaa varastoituu konvektiokerrokseen, mikä voi vapautua myöhemmin fakuloiden tai auringonpilkkujen muodossa. Tämä voi aiheuttaa muutoksia Auringon säteilemän kokonaisirradianssin määrään. [1]

Fotosfäärin yläpuolella sijaitsee kromosfääri, jota ei voi suoraan havaita sen himmeiden vuoksi, mikä puolestaan johtuu kaasun alhaisesta tiheydestä. Kromosfäärissä lämpötila kohoaa 4500 kelvinasteesta 6000 kelviniin. Kromosfäärissä ilmeneviä aktiivisuuden liittyviä piirteitä ovat esimerkiksi fakuloita ja auringonpilkkuja ympäröivät plaget, liekkimäiset spikulat ja magneettikentän kaasukehään nostamat protuberanssit eli prominenssit. Plaget ovat aktiivisia alueita, joilla on havaittu jonkinlainen yhteys fakuloiden kanssa. Spikulat puolestaan usein muodostuvat plage-alueiden lähistölle, ja ne sisältävät alemmista kerroksista nousevaa kuumaa plasmata. Protuberanssit taas koostuvat magneettisen silmukan sisäänsä vangitsemasta plasmasta, joka voi vapautua magneettisen silmukan katketessa yhtäkkiä. [2], [3]

Kromosfäärin yläpuolella on kuuma siirtymäkerros, jossa lämpötila nopeasti kohoaa noin miljoonaan kelviniin. Siirtymäkerroksen yläpuolella oleva korona on Auringon uloin kerros ja sen lämpötila on jo yli miljoona kelviniä. Koronasta virtaa koko ajan kaasua ulospäin, ja tämä kaasuvirta muuttuu lopulta aurinkotuuleksi. Virtaus on suurinta koronan aukkojen kohdalla, jossa Auringon synnyttämä magneettikenttä on avoin ja kaasua pääsee virtaamaan vapaasti ulospäin. Koronan aukot toimivatkin nopean aurinkotuulen lähteinä. Aurinkotuulta käsitellään hieman tarkemmin seuraavassa alakappaleessa. Koronassa voi esiintyä myös massapurkauksia, joissa suuri määrä ainetta sinkoutuu avaruuteen, sekä flare-purkauksia, joissa magneettikenttään varastoitunut suuri energiamäärä purkautuu hetkessä, mikä voidaan havaita maanpinnalla etenkin Auringon röntgensäteilyn voimistumisena. [2], [3]

Kuvassa 1 on vielä havainnollistettu Auringon sekä sisäistä että ulkoista rakennetta. Kuvassa näkyy joitain edellä käsiteltyjä Auringon aktiivisuuden piirteitä, kuten auringonpilkkut (sun spots), prominenssit (prominence) sekä koronan aukot (coronal hole).



Kuva 1: Auringon rakenne. Lähde: NASA/Goddard. Osoitteessa: https://www.nasa.gov/mission_pages/sunearth/science/Sunlayers.html.

Auringon aktiivisuus johtuu pohjimmiltaan siis Auringon magneettikentän muutok-
sista ja kentän napaisuuden vaihtelusta. Auringonpilkkuja havaitsemalla voidaan hyvin
päättellä, missä aktiivisuuden vaiheessa Aurinko kulloinkin on ja miten voimakas Au-
ringon magneettikenttä on. Auringon aktiivisuusmaksimissa auringonpilkkuja on yleensä
runsaasti, ja Auringon magneettikentällä on monimutkainen multipolirakenne. Aktiivi-
suusminimissä pilkkujen määrä on vähäisempi, ja magneettikentän rakenne muistuttaa
dipolikenttää. [3]

Auringon aktiivisuuden on havaittu vaihtelevan noin 11-vuoden sykleissä. Tätä ak-
tiivisuusmaksimien ja -minimien vaihtelua kutsutaan aurinkosykliksi (solar cycle, SC).
Aurinkosykli voi vaihdella sekä pituudessaan että voimakkuudessaan. Auringon ak-
tiivisuuden on havaittu noudattavan myös joitain pitempiäaikaisia syklejä, esimerkkinä
80-90-vuotinen Gleissbergin sykli, mutta keskitytään tässä tutkielmassa tutumman 11-
vuotisen syklin ilmastovaikutuksiin. [1]

2.1.1 Aurinkotuuli

Aurinkotuuli koostuu pääosin protoneista ja elektroneista, mutta mukana voi olla muun
muassa myös heliumytimiä. Keskimäärin aurinkotuulen nopeus Maan radan etäisyydellä
on noin 400km/s, mutta nopeus voi vaihdella suurestikin. Aurinkotuulen nopeus ja hiuk-
kastiheys vaihtelevat suuresti Auringon aktiivisuuden mukaan. Nopeinta aurinkotuulta
havaitaan Maassa usein aurinkosyklin laskevalla kaudella. [2], [3]

Aurinkotuuli on vahvasti vuorovaikutuksessa Maan magneettisen ympäristön eli mag-
netosfäärin kanssa, ja muutokset aurinkotuulen ominaisuuksissa heijastuvat herkästi myös
magnetosfäärin olosuhteisiin ja geomagneettiseen aktiivisuuteen eli Maan magneettikentän
häiriöisyyteen. Aurinkotuulen hiukkasten ja Maan magnetosfäärin vuorovaikutuksesta
kerrotaan hieman tarkemmin energieettisistä hiukkasista kertovassa luvussa 3.3. [2], [3]

2.2 Maapallon ilmakehän rakenne

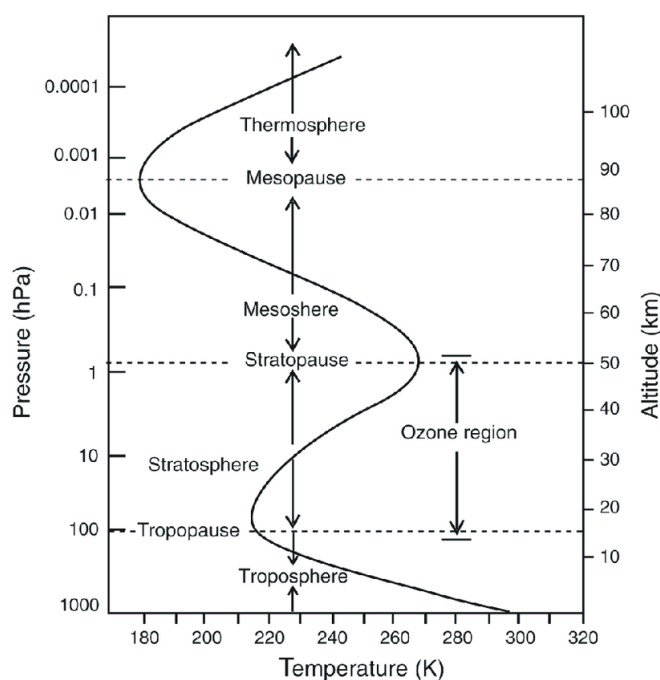
Maapallon ilmakehä voidaan jakaa erilaisiin kerroksiin niiden ominaisuuksien mukaan: tro-
posfääriin (korkeus noin 0-10km), stratosfääriin (n. 10-50km), mesosfääriin (n. 50-80km),
termosfääriin (n. 80-500km) sekä eksosfääriin (n.500km-1000km). Troposfääri on ilma-
kehän alin kerros, ja siellä lämpötila laskee korkeuden kasvaessa. Tämä johtuu maanpinnan
lämmittävän vaikutuksen vähenemisestä noustessa ylöspäin troposfäärissä. Troposfäärin
rajana pidetään tropopaussia, joka sijaitsee noin 10-15 kilometrin (tai noin 100 hehto-
pascalin ilmanpaineen) korkeudella, missä lämpötila on minimissään. Troposfäärissä
ilmenee voimakkaita pystysuoria ilmavirtauksia, ja se onkin tärkein kerros sääilmiöiden
syntyä ajatellen. [4]

Stratosfääri ulottuu noin 50 kilometrin (1hPa) korkeudelle stratopaussiin asti, ja siellä
lämpötila nousee korkeuden kasvaessa. Tämä johtuu pääosin otsonikerroksen tuottamas-
ta lämmittävästä vaikutuksesta sekä Auringon lyhytaaltoisen UV-säteilyn absorptiosta.
Mesosfääri sijaitsee stratosfäärin yläpuolella ja ulottuu noin 85 kilometrin (0,01hPa) kor-
keudelle. Mesosfäärissä otsonin lämmittävä vaikutus poistuu, jolloin lämpötila laskee kor-
keuden kasvaessa, kunnes saavutetaan mesopaussi. Mesopauassin jälkeisessä kerroksessa eli
termosfäärissä lämpötila jälleen kohoaa korkeuden kasvaessa. Termosfäärissä osa kaasus-
ta on ionisoituneessa muodossa ja ionosfäärin voidaankin katsoa alkavan suurin piirtein

näiltä korkeuksilta. [4]

Kuvassa 2 on havainnollistettu ilmakehän rakennetta. Kuvassa vaaka-akselilla on lämpötila kelvinasteina ja oikeaan reunaan on merkitty korkeus kilometreinä maanpinnalta mitattuna. Vasemmalla on vielä ilmanpainepinnat hehtopascaleina. Kuvan halki kiemurtelevan lämpötilakäyrän havaitaan saavan miniminsä mesopausseissa ja tropopausseissa. Mesopaus- sin lämpötila on kuitenkin vielä tropopausseinkin lämpötilaa kylmempi, jolloin sen voidaan todeta olevan ilmakehän kylmin paikka. Otsonikerros sijoittuu kuvassa tropopaus- sin ja stratopaus- sin väliselle alueelle stratosfääriin.

Tässä tutkielmassa keskitytään erityisesti tutkimaan ilmastovaikutuksia troposfäärissä ja stratosfäärissä, missä ne ovat kaikista merkittävimpiä. Toisaalta on hyvä mainita, että esimerkiksi eksosfäärin lämpötilan on todettu vaihtelevan jopa 1000 kelvinin verran yhden aurinkosyklin aikana. Tällä ei kuitenkaan hyvin todennäköisesti ole vaikutusta ilmakehän alempiin kerroksiin ja sitä kautta maanpinnan lämpötilaan, sillä eksosfäärin kaasu on erittäin harvaa alempiin kerroksiin verrattuna, eikä toistaiseksi ole selvillä mitään meka- nismia, jolla vaikutus voisi levitä ilmakehässä alaspäin. [1]



Kuva 2: Maapallon ilmakehän rakenne. Lähde: K. Mohanakumar. Stratosphere Troposphere Interactions: An Introduction. (2008). Springer, Dordrecht. Fig 1.3. Vertical thermal structure of Earth's atmosphere up to 120km. Reprinted by permission from Springer Nature and Copyright Clearance Center.

3 Auringon aktiivisuuden vaihtelut

Tässä luvussa käydään läpi sitä, miten Auringon aktiivisuutta voidaan mitata, ja miten aktiivisuuden vaihtelut heijastuvat Auringon säteilyyn ja hiukkasiin. Auringosta tuleva säteily voidaan siis jakaa sähkömagneettiseen säteilyyn, jota käsitellään kahdessa ensimmäisessä alakappaleessa, sekä hiukkassäteilyyn, jota käsitellään kappaleissa 3.3 ja 3.4.

Auringon säteilemä sähkömagneettinen säteily painottuu ultravioletin, näkyvän valon ja infrapunaa aallonpituusalueille suunnilleen 5800 kelvinin lämpöisen mustan kappaleen spektrin mukaisesti. Maapallolle saapuessaan osa sähkömagneettisesta säteilystä absorboituu ilmakehään, mutta noin puolet säteilystä pääsee maanpinnalle asti. Ilmakehä absorboi erityisesti UV-aallonpituuksia sekä joitain infrapunasäteilyn aallonpituuksia. Ilmakehässä säteilyä absorboi erityisesti troposfäärin vesihöyry sekä UV-alueella stratosfäärin otsoni. [1]

Auringon aktiivisuuden vaikutuksia maapallolla voidaan mitata esimerkiksi Auringon säteilyn kokonaisirradianssin (total solar irradiance, TSI) avulla tai spektraalisen irradianssin (spectral solar irradiance, SSI) avulla. Irradianssi eli säteilytysvoimakkuus kertoo Auringosta maapallolle tulevan sähkömagneettisen säteilyn tehon pinta-alayksikköä kohden, ja irradianssin yksikkö on siten $\frac{W}{m^2}$. Spektraalinen irradianssi määritellään saapuneena säteilytehona pinta-alayksikköä ja aallonpituuden yksikköä kohti, jolloin sen yksikkö on siten yleensä $\frac{W}{m^2 \cdot nm}$. Keskimäärin maapallo absorboi Auringon säteilemää energiaa määrän

$$\frac{(1 - A)I_{TS}}{4}, \quad (1)$$

missä A on Maan albedo eli heijastuskyky ja I_{TS} on Auringon kokonaisirradianssi maapallon etäisyydellä. [1]

Kokonaisirradianssissa on otettu huomioon kaikki sähkömagneettisen säteilyn aallonpituudet, kun taas spesifimmässä spektraalisessa irradianssissa on otettu huomioon vain tietyt aallonpituudet. Spektraalista irradianssia (SSI) tutkittaessa tarkastellaan yleensä erityisesti UV-aallonpituuksia, joiden aallonpituus noin 100-400nm, sillä niillä on huomattu olevan merkittävä vaikutus ilmakehän keskiosien eli erityisesti stratosfäärin lämpötilaan ja otsonin määrään. [1]

Viime vuosina irradianssia on mitattu etenkin tammikuussa 2003 laukaistun SORCE-satelliitin (Solar Radiation & Climate Experiment) mittauslaitteistoilla. Kokonaisirradianssia koskevia havaintoja on tehty SORCE-satelliitin TIM-instrumentilla (Total Irradiance Monitor) ja spektraalista irradianssia on havainnut SIM-instrumentti (Spectral Irradiance Monitor). SORCEn toiminta loppui hiljattain 25. helmikuuta 2020 17 vuoden menestyksekkään toiminnan jälkeen. [5]

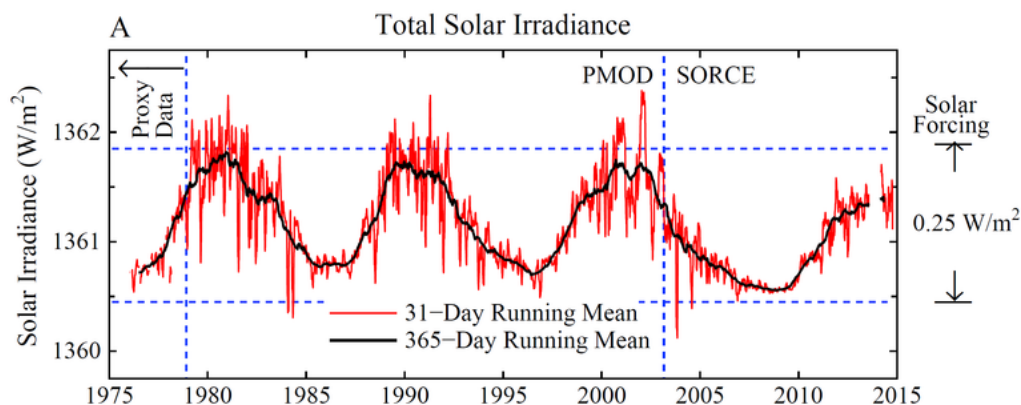
3.1 Kokonaisirradianssi

Auringon kokonaisirradianssiksi maapallon etäisyydellä eli niin kutsutuksi aurinkovakion arvoksi on saatu vuosien mittaan vaihtelevia arvioita. Artikkelissa [1] aurinkovakiolle käytetään arvoa $1366 \frac{W}{m^2}$, mutta uudemmissa tutkimuksissa (esim. Dudok de Wit et al. (2017), [6]) SOURCE:n TIM-laitteistolla aurinkovakiolle on saatu pienempi arvo, virhe-rajoihin $1361,0 \pm 0,5 \frac{W}{m^2}$.

Suurin vuosittainen vaihtelu kokonaisirradianssissa tulee Aurinko-Maa-etäisyyden vaihtelusta. Maa kiertää Aurinkoa ellipsin muotoisella radalla, ja pohjoisen pallonpuoliskon kesällä Maa on radallaan kauimpana Auringosta etäisyyden ollessa noin 152 miljoonaa kilometriä ja talvella taas lähimpänä Aurinkoa etäisyyden ollessa noin 147 miljoonaa kilometriä. Etäisyyden minimin ja maksimin välinen muutos maapallolla havaittavassa kokonaisirradianssissa on noin 6,7 prosenttia eli noin 92 wattia per neliömetri. Päivittäisellä tasolla muutoksia kokonaisirradianssiin voi aiheuttaa etenkin suurien auringonpilkkujen kulku Auringon kiekon yli. [1], [3]

On jo pitkään tiedetty, että kokonaisirradianssin määrä maapallolla vaihtelee 11-vuoden aurinkosyklin mukaan, ja vaihtelun arvioidaan olevan noin 0,08% (eli noin $1 \frac{W}{m^2}$) aurinkosyklin minimin ja maksimin välillä [6]. Kokonaisirradianssin muutokset aurinkosyklin aikana selittyvät pääosin auringonpilkkujen ja fakuloiden jakaumalla ja koolla eli käytännössä Auringon magneettikentän vaikutuksella fotosfääriin. Kokonaisirradianssi näyttää saavuttavan miniminsä samaan aikaan aurinkosyklin minimin kanssa ja maksimin syklin maksimin kanssa samanaikaisesti. Pääasiassa tämä johtuu Auringon fotosfäärin fakuloista, joiden määrä lisääntyy aktiivisuusmaksimin aikaan. Fakulan vaikutus kokonaisirradianssiin on noin kaksi kertaa suurempi kuin auringonpilkulla, mikä aiheuttaa kokonaisirradianssin suurenemisen Aurigon aktiivisuusmaksimin aikaan. Lisäksi auringonpilkkuja on huomattavasti fakuloita vähemmän, koska auringonpilkun synnyttämiseen tarvittavia suurikokoisia magneettivuoputkia on vähemmän kuin fakuloiden tarvitsemia pienempiä vuoputkia. Fakuloita käsiteltiin tarkemmin luvussa 2.1. On myös hyvä huomata, että aiemmin käsitelty varjoefekti voi aiheuttaa ennalta arvaamattomia muutoksia kokonaisirradianssin määrään. [1]

Kuvassa 3 on havainnollistettu kokonaisirradianssin vaihteluita suunnilleen vuodesta 1975 vuoteen 2015 asti. Kuvassa punaisella käyrällä on kuvattu kokonaisirradianssin kuukausittaisia vaihteluita ja mustalla käyrällä vuosittaisia vaihteluita. Kuvasta voidaan todeta kokonaisirradianssin vaihtelevan aurinkosyklin mukaan noin 11-vuoden sykleissä. Aurinko-Maa-etäisyyden vaihteluista seuraavat muutokset eivät näy kuvaajassa.



Kuva 3: Aikasarja: Auringon säteilemä kokonaisirradianssi. Lähde: Hansen, J., et al. (2013). Assessing “Dangerous Climate Change”: Required Reduction of Carbon Emissions to Protect Young People, Future Generations and Nature. PLoS ONE 8(12): e81648. Figure 7. Open Access: CC 1.0.

3.2 Spektraalinen irradianssi/UV-säteily

Auringon spektraalinen irradianssi (SSI) määritellään saapuneena säteilytehona pinta-alayksikköä ja aallonpituuden yksikköä kohti ja sen yksikkö on siten yleensä $\frac{W}{m^2 \cdot nm}$. Eriytyisenä kiinnostuksenkohteena ovat UV-aallonpituudet, sillä niillä on huomattu olevan merkittävä vaikutus keski-ilmakehän, stratosfääriin, dynamiikkaan. [1]

Jos näkyvän valon aallonpituuksia tutkittaessa säteilyä näyttää tulevan tasaisesti Auringon pinnalta, UV-aallonpituuksilla Auringon pinnalta erottuvat vain aktiivisimmat ja kuumimmat alueet. UV-säteily voidaan jakaa kolmeen luokkaan; UV-A-säteilyn aallonpituus on noin 315-400nm, UV-B-säteilyn noin 280-315nm ja UV-C:n noin 100-280nm. Ilmakehän happi ja otsoni absorboivat UV-C-säteilyn lähes kokonaan, mutta UV-A-säteilyn absorptio on hyvin vähäistä, ja se pääseekin helposti maanpinnalle asti. Myös lyhytaaltoisemmasta UV-B-säteilystä pieni osa ulottuu maanpinnalle asti. [3], [7]

UV-aallonpituuden valokvantit muodostavat kokonaisuudessaan vain pienen osan Auringon kokonaisirradianssista, mutta silti niillä on havaittu olevan huomattava vaikutus maapalloon. UV-säteilyn määrän on todettu vaihtelevan 11-vuoden aurinkosyklin aikana. Vaihtelu on suurinta UV-C-aallonpituuksilla (noin 6-8 prosenttia) ja pienempää UV-A -ja UV-B-aallonpituuksilla (alle 1 prosentti) [7]. UV-säteily on huipussaan Auringon aktiivisuuden ollessa suurimmillaan ja minimissään aktiivisuusminimissä. [1]

3.3 Auringon energeettiset hiukkaset

Auringosta tai Maan magnetosfääristä tulevat energeettiset hiukkaset (energetic particle precipitation, EPP) voidaan luokitella hiukkaslajin mukaan. Ylivoimaisesti suurin osa Auringosta tulevista hiukkasista on joko protoneja tai elektroneja. Protoneja tulee esimerkiksi suurten auringonpurkausten kautta, ja protoneita tuottavia tapahtumia kutsutaankin englanninkielisellä nimellä solar proton events (SPE). Ilmakehään sataville energeettisille elektroneille käytetään käsitettä energetic electron precipitation (EEP). Energeettisten protonien energia vaihtelee noin yhdestä megaelektronivoltista aina muutamaan sataan megaelektronivolttiin, kun taas energeettisillä elektroneilla energia on hieman pienempi: muutamasta kymmenestä kiloelektronivoltista muutamaan megaelektronivolttiin. [8]

Hiukkaset saapuvat aurinkotuulen mukana Maan magnetosfääriin, jossa ne kulkeutuvat magnetosfääriin pyrstöpuolelle muodostaen pääasiallisen hiukkasvaraston revontulille, tai edelleen pääosin elektroneista koostuvaan uloimpaan säteilyvyöhön, jossa hiukkaset joutuvat magneettikentän vangitsemiksi. Nopea aurinkotuuli ja koronan massapurkaukset lisäävät niin kutsuttua geomagneettista aktiivisuutta, joka ilmenee magneettikentän häiriöisyytenä ja lisääntyneenä revontuliaktiivisuutena. Kohonnut geomagneettinen aktiivisuus kiihdyttää säteilyvöiden elektroneja relativistisiin energioihin, mikä saa ne satamaan mesosfääriin tai jopa ylempään stratosfääriin. Tätä ilmiötä kutsutaan EEP-tapahtumaksi. [9]

SPE-tapahtumat saavat usein alkunsa siitä, kun protonit kiihtyvät suuriin energioihin esimerkiksi koronan massapurkauksen luomassa shokkirintamassa. Tällöin niiden energia riittää siihen, että ne voivat sataa ilmakehään elektronien tapaan. Hyvin suurienergisiiä protoneja (yli 100MeV) käsitellään tarkemmin seuraavassa kappaleessa. [9]

Saapuvien energeettisten hiukkasten määrä on läheisesti kytköksissä aurinkotuulen nopeuteen sekä mahdollisiin auringonpurkauksiin, kuten koronan massapurkauksiin. Koronan massapurkauksia tapahtuu eniten Auringon aktiivisuusmaksimin aikaan, jolloin

massapurkausten kautta välittyviä hiukkasiakin saapuu siten enemmän aktiivisuusmaksimissa aktiivisuusminimiin verrattuna. Täten etenkin massapurkauksiin liittyviä SPE-tapahtumia tapahtuu yleensä eniten aktiivisuusmaksimissa. Koronan aukkoihin liittyvää nopeaa aurinkotuulta havaitaan puolestaan enemmän aktiivisuusmaksimin ja -minimin välisenä siirtymäaikana eli aurinkosyklin laskevalla kaudella, jolloin esimerkiksi EEP-tapahtumiakin havaitaan enemmän. [9]

3.4 Kosmiset säteet

Kosmisiin säteisiin (cosmic rays, CR) lasketaan kuuluvaksi sellaiset Auringosta tulevat energeettiset hiukkaset (solar energetic particles, SEP), joiden energia ylittää edellisessä kappaleessa määritellyt rajat (protoneille yli 100 MeV, elektroneille yli 1-2 MeV), sekä galaktiset kosmiset säteet (galactic cosmic rays, GCR), joiden alkuperä on aurinkokunnan ulkopuolella. Näin energeettiset hiukkaset aiheuttavat ionisaatiota alempana ilmakehässä kuin vähemmän energeettiset hiukkaset. Korkeaenergiset hiukkaset voivat törmätessään ilmakehän molekyyliin aiheuttaa hiukkassuihkua eli pääosin myoneista koostuvaa sekundäärisäteilyä, joka voi kulkeutua aina maanpinnalle asti. [3], [8]

Auringosta emittoituva korkeaenerginen hiukkassäteily koostuu pääosin protoneista, mutta mukana on myös heliumytimiä, elektroneja ja pieni määrä raskaampia ioneja. Hiukkaset kiihtyvät suurten auringonpurkausten shokkirintamassa ja Maan magneettikenttä ohjaa ne napa-alueille, joiden kautta ne pääsevät tunkeutumaan ilmakehään. [1]

Galaktisten kosmisten säteiden määrään vaikuttaa erityisesti aurinkosyklin vaihe sekä mahdolliset koronan massapurkaukset ja muut suurehkot auringonpurkaukset. Kosmisten säteiden määrä on minimissään aurinkosyklin maksimin aikaan johtuen Auringon magneettikentän voimistumisesta. Magneettikentän voimistuminen vähentää aurinkokunnan ulkopuolelta tulevien energeettisten hiukkasten pääsyä sisempään aurinkokuntaan ja siten maapallolle. Koronan massapurkauksesta aiheutuvaa yhtäkkistä galaktisten kosmisten säteiden määrän vähenemistä maapallolla kutsutaan Forbushin ilmiöksi (Forbush decrease). [2], [8]

4 Auringon ilmastovaikutukset maapallolla

Auringon ilmastovaikutuksia maapallolla voidaan tutkia useammassa eri tasossa, joista tässä käsitellään erityisesti stratosfääriä, troposfääriä ja maanpintaa. Myös mesosfäärissä ilmeneviä ilmastovaikutuksia sivutaan lyhyesti luvussa 4.1. Toki vaikutuksia on havaittavissa myös ylemmissä ilmakehän kerroksissa, mutta näitä vaikutuksia voidaan pitää ilmastoasioiden kannalta suhteellisen pieninä. [1]

Aluksi haluan esitellä energettisten hiukkasten ja kosmisten säteiden ilmastovaikutuksia. Energeettisten hiukkasten aiheuttamat vaikutukset ilmentyvät etenkin ylempänä ilmakehässä mesosfäärin ja stratosfäärin korkeuksilla. Kosmisten säteiden ilmastovaikutukset voivat ulottua aina ilmakehän ylemmistä kerroksista troposfääriin ja jopa maanpinnalle asti. [8]

Luvussa 4.2 käsitellään tarkemmin ilmastovaikutuksia stratosfäärissä. Stratosfääri sijaitsee suurinpiirtein 15-50 kilometrin korkeudella maanpinnasta. Stratosfäärissä voidaan havaita Auringon aktiivisuuden vaiheesta riippuen muutoksia lämpötilassa, otsonin määrässä ja tuulissa. [1]

Luku 4.3 pureutuu tarkemmin troposfääriin. Troposfääri sijaitsee stratosfäärin alapuolella alle 15 kilometrin korkeudessa. Troposfäärin tapauksessa tarkastellaan erityisesti aurinkosykliin liittyviä muutoksia lämpötilassa, tuulissa, trooppisissa kierroissa, tropiikin ulkopuolisissa ilmamassan kierroissa, pilvissä ja sateisuudessa. [1]

Luvussa 4.4 käsitellään lyhyesti maanpintaa. Maanpinnalla tarkastellaan erityisesti aurinkosyklin yhteyttä maan- ja merenpinnan lämpötiloihin. Maanpinnan ilmiöitä tarkasteltaessa on huomioitava, että monet muutkin ilmiöt vaikuttavat pintalämpötiloihin. Tällaisia ilmiöitä ovat erityisesti tulivuorenpurkaukset, kasvihuonekaasujen päästöt sekä muutokset aerosolien määrässä. [1]

Lopuksi arvoidaan Auringon aktiivisuuden muutosten mahdollista yhteyttä nykykaiseen ilmastomuutokseen. Tutkimusten perusteella voidaan todeta, että luonnolliset ilmiöt ja Auringon aktiivisuus eivät riitä selittämään 1900-luvun lopulla alkanutta ilmaston lämpenemistä [1]. Nykyään käynnissä olevan ilmastomuutoksen selittämiseksi on siis tarpeen ottaa huomioon myös ihmiskunnan aiheuttamien kasvihuonekaasupäästöjen kasvu. Tästä lisää luvussa 4.5.

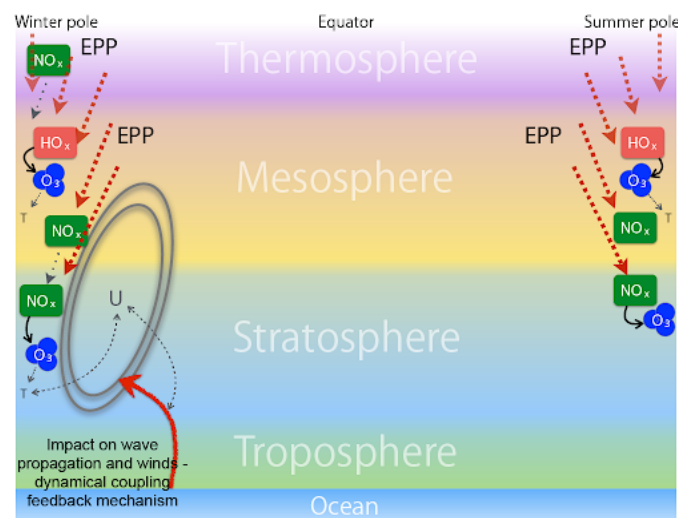
4.1 Energeettisten hiukkasten ja kosmisten säteiden ilmastovaikutukset

Energeettiset protonit ja elektronit pääsevät tunkeutumaan Maan ilmakehään napa-alueiden kautta, jonne Maan magneettikenttä ohjaa ne. Hiukkasten pääsy ilmakehään aiheuttaa lisääntyntä ionisaatiota ilmakehän ylemmissä kerroksissa. Energeettiset hiukkaset ovatkin pääasiallinen ionisaation lähde mesosfäärissä sekä ylemmässä stratosfäärissä. Hiukkaset lisäävät erityisesti sekä vety- että typpioksidien tuotantoa (HO_x ja NO_x). Energeettiset hiukkaset hajottavat typpi- ja happimolekyyliä, jolloin näitä oksideja pääsee syntymään. Vety- ja typpioksidit ovat reaktiivisia kaasuja, jotka vaikuttavat erityisesti ilmakehän otsonitasapainoon ja sitä kautta ilmakehän lämpötilaan ja dynamiikkaan. [8], [10]

Auringosta tulevia protoneja (SPE) ja niiden vaikutusta ilmakehään on selvitelty useissa tutkimuksissa [8]. Protonien on huomattu vaikuttavan selvästi stratosfäärin otsonin

määrään, ja on havaittu jopa yli 10 prosentin vähenemistä otsonin määrässä viiden kuukauden ajan suuren auringonpurkauksen jälkeen. Ilmakehän kaoottisen luonteen takia tutkimuksissa on kuitenkin ollut vaikeuksia ilmakehän ionikemian sekä ilmakehän alkutilan huomioimisessa. [8]

Energeettisten elektronien vaikutus ilmakehään on protoneihin verrattuna huomattavasti tunnettu. Tämä johtuu etenkin siitä, että elektroneihin liittyviä jatkuvia havaintoja on tehty vähemmän ja elektronivuot tietyillä energioilla ovat huonosti tunnettuja. Lisäksi elektronien jakauma ei keskity pelkästään napa-alueille, vaan laajemmin geomagneettisille leveysasteille, joita rajoittavat revontuliovaali sekä säteilyvyöt. Parhaat tähän asti saadut arviot magnetosfääristä tulevien elektronien määrästä on saatu NOAA:n POES-satelliittien havainnoista. [8]



Kuva 4: Energeettisten hiukkasten vaikutus ilmakehään. Lähde: Seppälä et al. (2014). What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES-II. Progress in Earth and Planetary Science 2014, 1:24. Figure 3: Energetic particle precipitation (EEP) impact on atmosphere. Open Access: CC 4.0.

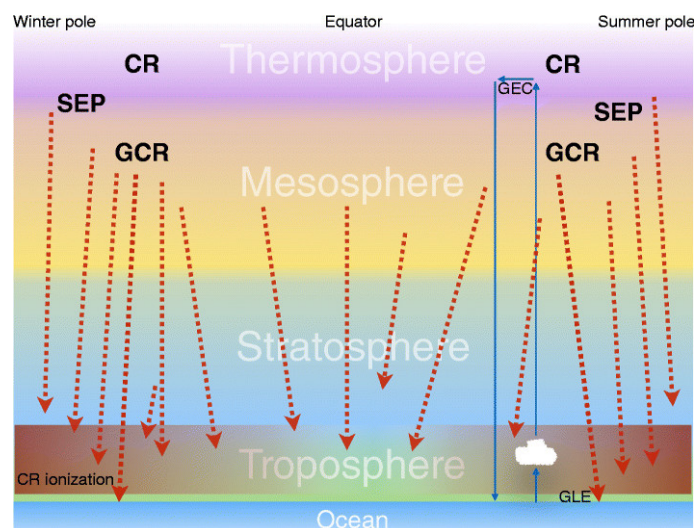
Energeettisten hiukkasten yläilmakehässä tuottaman reaktiivisen typpioksidin on havaittu kulkeutuvan myös ilmakehän alempiin kerroksiin talviaikaan. Ilmiötä kutsutaan energettisten hiukkasten aiheuttamaksi epäsuoraksi efektiksi (indirect effect). Muutoin kuin talvisin Auringon valo ehtii hajottamaan typpioksidia niin, että se ei ehdi kulkeutua ilmakehän alempiin kerroksiin. On epäilty, että typpioksidit saattaisivat kulkeutua mesosfäärin alueelta alas stratosfääriin asti noin 22-25 kilometrin korkeudelle, missä myös polaaripyörre sijaitsee. Pohjoisella pallonpuoliskolla onkin havaittu typpioksidin määrän kasvulla olevan yhteys stratosfäärin yhtäkkisiin lämpenemisiin, joista lisää luvussa 4.2.3. Pääosin typpioksidilla on taipumus hajottaa otsonia, mutta tarkkoja arvoja typpioksidin vaikutuksista otsoniin on ollut hankala saada, sillä otsonin määrään vaikuttavat monet muutkin tekijät, kuten UV-säteily sekä klooriyhdisteet. Kuitenkin energettisten hiukkasten synnyttämällä typpioksidilla voi olla myös otsonia lisäävä vaikutus alemmassa stratosfäärissä, missä typpioksidi voi auttaa poistamaan muita otsonia aktiivisesti tuhoavia yhdisteitä, kuten klooria tai bromia. [8], [9]

Energeettisten hiukkasten vaikutusta ilmakehään on havainnollistettu kuvassa 4. Kuvassa pystyakselilla on korkeus merenpinnalta katsottuna, ja eri ilmakehän kerrokset on

merkitty kuvaan eri väreillä. Vaaka-akseli on muodostettu leveysasteen mukaan siten, että kuvan keskellä on päiväntasaaja (equator), vasemmalla puolella se napa-alue, jossa on talvi (winter pole), ja oikealla puolella se napa-alue, jossa on kesä (summer pole).

Kuvasta nähdään, että energettiset hiukkaset eli protonit ja elektronit saapuvat ilmakehään pääosin napa-alueiden kautta Maan magneettikentän ohjaamina. Kuvasta huomataan, että navoille satavat hiukkaset synnyttävät typen ja vedyn oksideja ilmakehän eri korkeuksilla, etenkin mesosfäärissä ja stratosfäärissä. Näissä kerroksissa oksidit tuhoavat otsonia vaikuttaen siten lämpötasapainoon. Otsonituho näkyy etenkin UV-säteilyn lisääntymisenä, sillä otsoni on tehokas UV-säteilyn absorboija. Talvisella napa-alueella otsonin määrän muutokset vaikuttavat tuulisysteemeihin, esimerkiksi polaaripyörteeseen ja sitä kautta vaikutukset voivat näkyä maanpinnalla asti. [8]

Kosmiset säteet aiheuttavat ionisaatiota alempana ilmakehässä kuin vähemmän energettiset hiukkaset. Pääosin ionisaatio tapahtuu alemmassa stratosfäärissä ja troposfäärissä noin 15 kilometrin korkeudella. Korkeaenergiset hiukkaset voivat törmätessään ilmakehän molekyyliin aiheuttaa pääosin myoneista koostuvaa sekundäärisäteilyä, joka voi kulkeutua aina maanpinnalle asti. [3], [8]



Kuva 5: Kosmisten säteiden vaikutus ilmakehään. Lähde: Seppälä et al. (2014). What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES-II. Progress in Earth and Planetary Science 2014, 1:24. Figure 4: Cosmic ray (CR) impacts on atmosphere. Open Access: CC 4.0.

Mironova ja Usoskin (2013) ovat ehdottaneet, että kosmisten säteiden aiheuttama lisääntynyt ionisaatio polaarialueella voi johtaa lisääntyneeseen aerosolihiukkasten muodostumiseen napa-alueiden stratosfäärin keskiosissa [11]. Aerosolien lisääntyminen voisi siten aiheuttaa lämpötilan laskua ja lisääntynyttä pilvisyyttä. Galaktisten kosmisten säteiden vaikutus pilvisyyteen maapallolla on kiistelty aihe, jolle ei ole toistaiseksi saatua varmoja todisteita. Tutkimuksissa on osoitettu, että kosmisten säteiden aiheuttaman ionisaation merkitys aerosolihiukkasten muodostumiseen on luultavasti alle 10 prosentin luokkaa. [8]

Kosmisten säteiden ja pilvisyyden välistä yhteyttä on tutkittu myös niin sanottujen globaalien virtapiirien avulla (global electric circuit, GEC). Globaali virtapiiri syntyy ilmakehän ioniklustereiden pystysuuntaisesta liikkeestä ilmakehässä. Tämä pystysuuntainen

liike aiheutuu potentiaaalierosta maanpinnan ja ionosfäärin välillä. Liikkeen synnyttämä heikko virta voisi siten muuttaa pilvien mikrofysikaalisia ominaisuuksia ja johtaa muutoksiin pilvisyydessä. [8]

Kuva 5 havainnollistaa kosmisten säteiden vaikutuksia ilmakehässä. Kosmiset säteet (CR) on kuvassa jaoteltu Auringosta tuleviin energeettisiin hiukkasiin (SEP) ja galaktisiin kosmisiin säteisiin (GCR). SEP-hiukkaset absorboituvat hieman ylemmäs ilmakehään kuin galaktiset kosmiset säteet. Joissain tapauksissa kosmisten säteiden määrä voi lisääntyä huomattavasti ja maanpinnalle voi aiheutua selvästi lisääntyntä ionisaatiota, jolloin puhutaan GLE-tapahtumasta (GLE, ground level enhancement). GLE-tapahtumia havaitaan yleensä neutronimonitoreilla. Kuvaan on merkitty myös GLE-tapahtumien mahdollinen yhteys lisääntyneeseen pilvisyyteen sekä globaalin virtapiirin muutoksiin, mutta aiemmin todetun mukaisesti kyseinen mekanismi on edelleen kiistelty. [8]

Sekä kosmisilla säteillä että Auringosta tulevilla matalaenergisemmillä hiukkasilla on siis potentiaalinen vaikutus ilmakehän dynamiikkaan ja kemialliseen koostumukseen. Esimerkiksi säännöllisesti havaittu typpioksidien määrän väheneminen alemmassa stratosfäärissä näyttäisi selittyvän kosmisten säteiden määrän vähenemisellä [8].

4.2 Ilmastovaikutukset stratosfäärissä

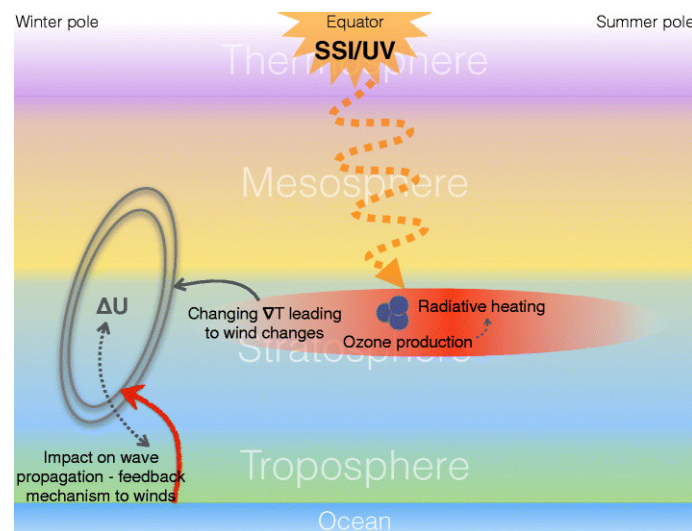
Stratosfääri eli keski-ilmakehä on ilmakehän kerros, joka sijoittuu siis noin 15-50 kilometrin korkeudelle maanpinnasta. Aluksi käsitellään niin kutsuttua top-down-mekanismia, joka liittyy UV-säteilyn vaikutuksiin stratosfäärissä.

4.2.1 Top-down-mekanismi

Auringon säteilemät UV-aallonpituudet vaikuttavat maapalloon niin kutsutulla top-down-mekanismilla (toisin sanoen ylhäältä alas -mekanismilla). UV-säteily absorboituu ylempään stratosfääriin, jossa se lämmittää stratosfääriä ja hajottaa esimerkiksi happimolekyylejä atomeiksi, mikä lisää otsonin tuotantoa. Lisääntynyt otsonin tuotanto nostaa stratosfäärin lämpötilaa entisestään, sillä lisääntynyt otsoni absorboi entistä enemmän UV-säteilyä. Täten päiväntasaajan ja korkeampien leveysasteiden välinen lämpötilagradientti muuttuu, mikä vaikuttaa suoraan myös vyöhyketuulten voimakkuuteen etenkin läntisten subtrooppisten tuulten osalta ylemmässä stratosfäärissä. [8], [12], [13]

Vyöhyketuulilla eli hepoasteiden ja polaaririntaman välisellä alueella puhaltavilla länsituulilla on suora vaikutus planetaarisiin aaltoihin, jotka ovat maapallon pyörimisliikkeestä johtuvia ilmakehässä pystysuoraan eteneviä häiriöitä, joilla voi olla merkittäviä vaikutuksia ilmanpaineeseen, tuulusuuteen ja lämpötiloihin. Näitä planetaarisia aaltoja kutsutaan myös Rossby-aalloiksi, jotka etenevät ilmakehässä ylöspäin aina troposfääristä stratosfäärin yläosia kohden. Pohjoisella pallonpuoliskolla planetaaristen aaltojen määrä on yleisesti ottaen suurempi johtuen maa-alueen suuremmasta määrästä verrattuna eteläiseen pallonpuoliskoon. Planetaariset aallot voivat edetä stratosfääriin vain talvella, kun stratosfäärin tuulet ovat läntisiä. Tämän seurauksena top-down-mekanismi esiintyykin talvisella napa-alueella (kts. Kuva 6). [8], [12], [13]

Vyöhyketuulten välityksellä planetaaristen aaltojen kulku siis muuttuu, mikä vaikuttaa stratosfäärissä napa-alueilla virtaaviin tuuliin ja sitä kautta vaikutus tuntuu myös troposfäärin ilmamassan kierroissa, esimerkiksi ilmanpaine-eroja pohjoisella pallonpuolis-



Kuva 6: Top-down-mekanismi. Lähde: Seppälä et al. (2014). What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES-II. Progress in Earth and Planetary Science 2014, 1:24. Figure 2: The top-down mechanism for solar spectral irradiance (SSI). Open Access: CC 4.0.

kolla kuvaavassa arktisessa oskillaatiossa (arctic oscillation, AO) eli pohjoisessa rengas-moodissa (northern annular mode, NAM). Planetaariset aallot ovat pääasiallinen aiheut-taja tilanteissa, joissa talvisella napa-alueella kiertävä polaaripyörre heikentyy tai hajoaa, ja siten ne liittyvät läheisesti stratosfääriin yhtäkkisiin lämpenemisiin. Käsittelen rengas-moodeja ja stratosfääriin yhtäkkisiä lämpenemisiä lisää myöhemmin. [8]

Top-down-mekanismia havainnollistetaan kuvassa 6. Kuvien 4 ja 5 tapaan pystyak-selilla kuvataan korkeutta merenpinnan tasosta ja vaaka-akselilla leveysastetta. Kuvas-ta havaitaan, kuinka Auringon UV-säteily absorboituu stratosfääriin yläosan tietämille, missä se aiheuttaa lämpenemistä ja otsonin tuotantoa. Stratosfääriin lämpötasapainon muuttuminen aiheuttaa edelleen muutoksia etenkin länsituulissa. Muuttuneiden tuulien vaikutus voi siten näkyä planetaaristen aaltojen välityksellä myös maanpinnan tasolla. Erityisesti UV-säteilyn vaikutus voisi tuntua top-down-mekanismiin välityksellä pohjoisen pallonpuoliskon talvi-ilmastossa, johon AO vaikuttaa merkittävästi. [8]

Top-down-mekanismi muistuttaa läheisesti sitä mekanismia, jolla energeettiset hiuk-kaset vaikuttavat stratosfääriin, sillä molemmissa mekanismeissa vaikutus välittyy osin otsonin välityksellä. Seuraavaksi käsitelläänkin stratosfääriin otsonin tuotantoa ja vaiku-tuksia hieman tarkemmin.

4.2.2 Stratosfääriin otsoni

Otsoni (O_3) on yhdiste, joka koostuu kolmesta happiatomista. Otsonin tärkein tehtävä on vähentää maanpinnalle päätyvän eliöille haitallisen UV-säteilyn määrää. Stratosfääriin otsoni syntyy, kun Auringon UV-säteily hajottaa happimolekyyliä happiatomeiksi niin kutsutussa fotolyysissä, ja sen seurauksena syntyneet radikaalihappiatomit reagoivat uu-delleen happimolekyylien kanssa muodostaen otsonia. Suurin otsonin tuotto tapahtuu päiväntasaajan seudun stratosfääriin, sillä siellä UV-säteilyn määrä on suurin. Otsonia myös hajoaa useissa eri prosesseissa, erityisesti aiemmin mainittujen vety- ja typpioksi-

dien sekä klooriyhdisteiden vaikutuksesta. Osa stratosfäärin otsonista saattaa kulkeutua troposfääriin ja mahdollisesti jopa edelleen maanpinnalle saakka. [4], [14]

Otsonilla on lämmittävä vaikutus stratosfääriin; käytännössä mitä enemmän otsonia, sitä korkeampi lämpötila. Auringon aktiivisuudella on merkittävä vaikutus otsonin määrään. Aiemmin kuvatun (kts. top-down-mekanismi) mukaisesti muutokset Auringon UV-alueen säteilyssä sekä muutokset Auringosta ja magnetosfääristä tulevien energgeettisten hiukkasten määrissä vaikuttavat suoraan otsonin määrään ilmakehässä. UV-säteilyn lisääntyminen lisää otsonin määrää, ja sitä kautta mahdollisesti kasvattaa stratosfäärin lämpötilaa. Mitä enemmän otsonia stratosfäärissä on, sitä enemmän UV-säteilyä myös absorboituu. Otsonin määrä taas on hieman pienempi Auringon aktiivisuusminimissä, kun UV-säteilyn määrä on vähäisempi. [1]

Etenkin eteläiselle napa-alueelle muodostuu talvisin otsoniaukko, kun polaaripyörre estää otsonin ja lämpimän ilman kulkeutumisen navoille alemmilla leveysasteilta. Normaalisti niin kutsuttu Brewer-Dobsonin kierto kuljettaa otsonia alemmilla leveysasteilta napa-alueille ja samalla nostaa otsonia päiväntasaajan seudulla korkeammalle ilmakehässä. Lämpötilan laskun seurauksena talvisin napa-alueelle voi muodostua polaaristratosfääripilviä eli tutummin helmiäispilviä. Nämä pilvet muodostuvat pääasiassa rikkihapon, typpihapon ja veden kiteistä, ja niissä tapahtuvat pintareaktiot synnyttävät klooria ja bromia. Nämä yhdisteet tuhoavat herkästi otsonia ja edesauttavat otsoniaukon kasvua napa-alueella. Pohjoisella napa-alueella ilmiö on harvinaisempi, sillä pohjoinen polaaripyörre on eteläisen napa-alueen pyörrettä heikompi, ja Brewer-Dobsonin kierto on voimakkaampi. Kuitenkin esimerkiksi talvella 2019-2020 pohjoisellakin pallonpuoliskolla voitiin havaita helmiäispilviä. [12], [15]

4.2.3 Stratosfäärin lämpötila ja tuulet

11-vuoden aurinkosyklin on todettu vaikuttavan myös suoraan stratosfäärin lämpötilaan ja vyöhyketuuliin. Trooppisessa ylästratosfäärissä on havaittu noin 2 kelvinasteen muutos lämpötilassa Auringon aktiivisuusminimin ja -maksimin välillä. Todennäköisesti puolet tästä lämpötilan noususta aiheutuu suoraan Auringon irradianssin muutoksista ja puolet välillisesti otsonin määrästä. Riippuvuus aurinkosyklistä näkyy myös vyöhyketuulissa. Voimakkaampia tuulia on havaittu subtrooppisessa alemmassa mesosfäärissä ja ylemmässä stratosfäärissä liittyen Auringon aktiivisuusmaksimiin. [1]

Tuuliin liittyy myös ilmiö nimeltä kvasi-bienniaalinen oskillaatio (QBO, quasi-biennial oscillation). QBO:lla tarkoitetaan stratosfäärissä päiväntasaajan seudulla koko planeetan ympäri virtaavia voimakkaita länsi- tai itätuulia, joiden suunta muuttuu noin 14 kuukauden välein, ja jotka etenevät stratosfäärissä alaspäin. Yhden QBO-syklin pituus vaihtelee 2-3 vuoden välillä. Kvasi-bienniaalinen oskillaatio aiheutuu troposfäärissä alkunsa saavista gravitaatioaaltoista, jotka saavuttaessaan stratosfäärin vaikuttavat stratosfäärin tuuliin aiheuttaen tuulen suunnan muutoksen. [13]

QBO:n vaihe vaikuttaa pohjoisen pallonpuoliskon talvi-ilmastoon niin kutsutun Holton-Tan-ilmiön (Holton-Tan relation) välityksellä. Kun QBO:n mukaiset tuulet puhaltavat idästä (QBO-easterly, QBO-E), planetaariset aallot (Rossby-aallot), jotka voivat edetä vain läntisissä tuulissa, ohjautuvat keskileveysasteilta tehokkaammin korkeille leveysasteille polaaripyörteen alueelle. Tämän seurauksena lämpötila stratosfäärissä kasvaa, ja polaaripyörteestä tulee häiriintyneempi ja se hidastuu. Tällaisia stratosfäärin yhtäkkisiä

lämpenemisiä ja sitä seuraavaa polaaripyörteen häiriintymistä kutsutaan nimellä stratosfäärin yhtäkkinen lämpeneminen (stratospheric sudden warming, SSW). Suurimmillaan stratosfääri saattaa lämmitä jopa 30-40 kelvinastetta SSW-tapahtuman aikana. [1], [16]

Stratosfäärin yhtäkkiset lämpenemiset voidaan luokitella kolmeen eri luokkaan: major -, minor -ja final-luokkiin. Major-tasoisessa lämpenemisessä länsituulet polaaristratosfäärissä noin 60 pohjoisen leveysasteen tienoilla 10hPa:n korkeustasolla kääntyvät itäisiksi, ja polaaripyörre heikentyy huomattavasti ja saattaa hajota useampaan osaan. Tällöin kylmää ilmaa pääsee virtaamaan normaalia etelämmäksi, ja Euroopassa ja Pohjois-Amerikassa voidaan kokea hyvin kylmiä säätiloja. Minor-tasoisessa lämpenemisessä polaaristratosfäärin tuulen suunta ei muutu, mutta läntiset tuulet heikentyvät, mikä heikentää myös polaaripyörrettä, muttei hajota sitä. Final-tasoisessa lämpenemisessä polaaripyörre hajoaa kokonaan, kun länsituulet kääntyvät itäisiksi. Tilanne palautuu entiselleen vasta seuraavana syksynä uuden polaaripyörteen syntyessä. [16]

Polaaripyörre syntyy talviselle napa-alueelle, joka on kääntynyt pois päin Auringosta. Polaaristratosfääriin ei siten tule UV-säteilyä ja se viilenee. Tällöin lämpötila-erot napa-alueen ja alempien leveysasteiden välillä kasvavat suuriksi, ja stratosfääriin muodostuu voimakkaita läntisiä tuulia, jotka kiertävät napa-alueen sulkien kylmän ilman sisäänsä. [17]

Stratosfäärin yhtäkkisillä lämpenemisillä on myös yhteys Auringon aktiivisuuden vaiheeseen. QBO-E-vaiheeseen planetaariset aallot pääsevät kulkemaan vapaammin polaaripyörteen alueelle. Salminen et al. (2020) tutkivat QBO:n ja hiukkaspresipitaatiota kuvaavan EEP-indeksin yhteyttä SSW-tapahtumiin. Tutkimuksessa todettiin, että QBO ja EEP vaikuttavat eniten SSW-tapahtumien syntyyn, kun EEP on pieni eli geomagneettinen aktiivisuus on vähäistä ja QBO on itäisessä vaiheessa (QBO-E). Tällöin polaaripyörteen heikentyessä todennäköisyys SSW-tapahtuman ilmenemiselle kasvaa. [18]

4.3 Ilmastovaikutukset troposfäärissä

Troposfääri eli alailmakehä on se ilmakehän kerros, joka ulottuu maanpinnalta aina tropopausin korkeudelle noin 10-15 kilometriin asti. Troposfäärin paksuus vaihtelee, mutta yleisesti ottaen se on paksuimmillaan päiväntasaajalla ja ohuimmillaan napa-alueilla. [12]

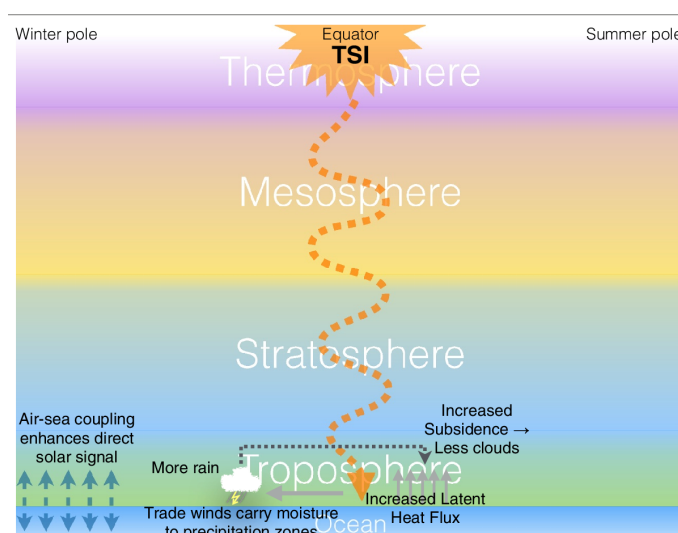
Aluksi esittelen bottom-up-mekanismiin, jonka liittyy Auringon säteilemän kokonaisirradianssin ilmastovaikutuksiin troposfäärissä.

4.3.1 Bottom-up-mekanismi

Mekanismeja, jolla kokonaisirradianssin (TSI) vaihtelut aurinkosyklin aikana vaikuttavat maapallon pinnalla ja troposfäärissä, kutsutaan bottom-up-mekanismiksi (toisin sanoen alhaalta ylös -mekanismiksi). Aluksi on hyvä tietää, mitä pasaatituulilla tarkoitetaan. Pasaatituulet (trade winds) tasoittavat lämpötilaeroja päiväntasaajan alueella. Pohjoisella pallonpuoliskolla puhaltavat koillispasaatit ja eteläisellä pallonpuoliskolla kaakkoispasaatit, ja nämä molempien pallonpuoliskojen pasaatit kohtaavat kohtaamisvyöhykkeellä (Intertropical Convergence Zone, ITCZ) synnyttäen sinne sateita. Pasaatit liittyvät läheisesti Hadleyyn soluun, josta lisää seuraavassa kappaleessa 4.3.2. [12]

Bottom-up-mekanismissa (kts. kuva 7) Auringon säteily pääsee ilmakehän kerrosten läpi maanpinnalle asti, mistä aiheutuu säteilyn absorboituminen meriin. Tämä aiheuttaa puolestaan merenpintalämpötilan kohoamista ja lisääntynyttä veden haihtumista merenpinnasta päiväntasaajan seudulla, missä Aurinko porottaa korkealta. Lisääntynyt kosteus kulkeutuu ilmakehässä pasaatituulten mukana kohti pasaatituulten kohtaamisvyöhykkeellä sijaitsevia sadealueita, joissa sateisuus siten edelleen lisääntyy. Niillä päiväntasaajan merialueilla, joissa haihtumista tapahtuu, pilvisyys ja sitä kautta sateisuus puolestaan vähenevät, mikä edesauttaa säteilyn absorptiota mereen. Muutokset sateisuudessa ja ilmamassojen virtauksissa vaikuttavat puolestaan edelleen tuuliin ja meren nousuvirtauksiin (kts. air-sea-coupling-ilmiö kappaleen lopussa). Auringon kokonaisirradianssin vaikutus lämpötiloihin tämän mekanismin välityksellä on kuitenkin hyvin pientä, eikä sillä ole esimerkiksi todettu olevan merkitystä nykyisessä ilmaston lämpenemisessä. [8], [12]

Bottom-up-mekanismeja on havainnollistettu alla olevassa kuvassa 7.



Kuva 7: Bottom-up-mekanismi. Lähde: Seppälä et al. (2014). What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES-II. Progress in Earth and Planetary Science 2014, 1:24. Figure 1: The bottom-up mechanism for total solar irradiance (TSI). Open Access: CC 4.0.

Kuvassa on mainittu myös niin sanottu air-sea coupling -ilmiö, mikä tarkoittaa käytännössä sitä, että meri ja ilmakehä vaikuttavat jatkuvasti toisiinsa, ja muutokset toisessa systeemissä vaikuttavat toiseenkin. Muutokset ilmakehän tuulissa vaikuttavat merenpinnan lämpövirran tiheyteen ja sitä kautta meriveden pintalämpötiloihin (sea surface temperature, SST) ja lämpötilakerrostumiin. Meren pintalämpötilojen muutokset taas vaikuttavat merenpinnan ja ilmakehän väliseen rajapintaan ja sitä kautta ilmakehän konvektiovirtauksiin ja dynamiikkaan. Täten siis meren vaikutus täytyy ottaa huomioon alailmakehän dynamiikkaa tarkasteltaessa ja toisin päin. Bottom-up-mekanismissa air-sea-coupling -ilmiö voimistaa Auringon lämmittävää vaikutusta, ja säteilyn absorptio mereen lisääntyy. [12], [19]

4.3.2 Troposfäärin lämpötila, trooppiset kierrot ja ENSO-sykli

Troposfäärin lämpötilan riippuvuutta aurinkosyklin vaiheesta on pohdittu useissa tutkimuksissa. Aurinkosyklin vaikutus lämpötiloihin on kuitenkin jäänyt epäselväksi, osin siksi, että lämpötiloihin vaikuttaa troposfäärissä moni muukin tekijä ja aurinkosyklin mahdollinen vaikutus hukkuu joukkoon. Ylempänä ilmakehässä aurinkosyklin ja lämpötilojen välistä yhteyttä pystytään tutkimaan hieman tarkemmin, ja syklin vaikutukset ovatkin siellä selvempiä. [12], [20]

Aurinkosyklin vaiheella on myöskin havaittu olevan joitain vaikutuksia niin sanottuihin trooppisiin kiertoihin (tropical circulations). Trooppisilla kierroilla tarkoitetaan erilaisia ilmamassan systeemaattisia kiertoliikkeitä ilmakehässä. Mahdollisten vaikutusten havaitseminen on kuitenkin ollut haastavaa, koska kierroissa mahdollisesti aurinkosyklin seurauksena syntyvä vaihtelu on hyvin pientä, ja lisäksi dataa on saatavilla vain lyhyeltä ajanjaksolta. [1]

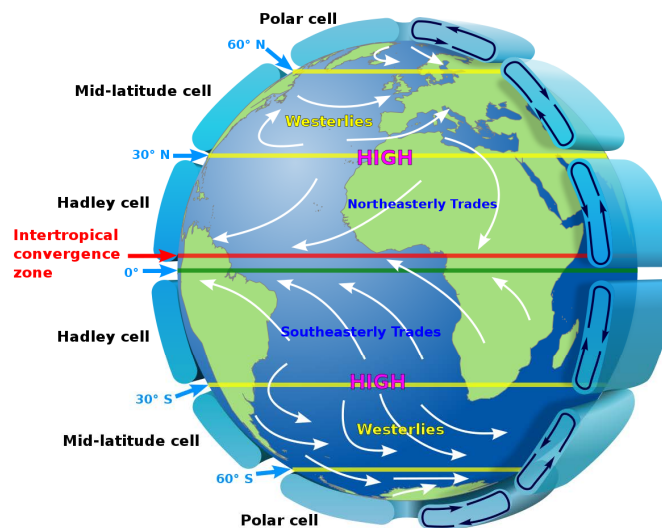
Hadleyn solu on eräs trooppinen kierto päiväntasaajan ja hepoasteiden välillä. Päiväntasaajalla ilmenee matalapaine, kun Auringon kuumentama lämmin ilmamassa kohoaa ylöspäin ilmakehässä (kts. edellisessä luvussa käsitelty bottom-up-mekanismi). Hepoasteilla taas havaitaan korkeapaine viileämmän ilman painuessa ilmakehässä alaspäin. Voimakkaan laskevan ilmavirtauksen seurauksena aiheutuvat pasaatituulet, jotka puhaltavat hepoasteilta päiväntasaajaa kohti. Kun kaksi vastakkaista Hadleyn solua kohtaa päiväntasaajan seudulla pasaatituulten kohtaamisvyöhykkeellä (ITCZ), aiheutuu nousuvirtauksia ylös troposfääriin ja edelleen paluuvirtauksia kohti hepoasteita. Tätä kiertoa kutsutaan siis Hadleyn soluksi. [12]

Hadleyn solun yhteyksiä Auringon aktiivisuusmaksimiin on tutkittu. Esimerkiksi Lee et al. (2009, [21]) havaitsivat Hadleyn solun laajenevan ja työntyvän kohti napoja aktiivisuusmaksimin aikaan. Tämän seurauksena myös ns. Ferrelin solun on havaittu työntyvän napoja kohti. Lee et al. eivät havainneet tutkimuksessaan Hadleyn solun heikentyvän, mitä on joissain tutkimuksissa havaittu [1].

Ferrelin solu vastaa muutoin Hadleyn solua, mutta ilmamassan kierto tapahtuu nyt hepoasteiden ja polaaririntaman välillä. Laskeva ilmavirtaus hepoasteilla ja siitä aiheutuvat tuulet kohti polaaririntamaa aiheuttavat nousevan virtauksen polaaririntamalla ja paluuvirtauksen kohti hepoasteita ylemmässä troposfäärissä. Hadleyn solun ja Ferrelin solun yhtymispisteeseen hepoasteille syntyy voimakas niin kutsuttu subtrooppinen suihkuvirtaus. Myös Ferrelin solun voimakkuuden yhteyttä aurinkosyklin eri vaiheisiin on tutkittu, mutta tulokset ovat Hadleyn solun tapaan hieman ristiriitaisia. [1], [12]

Kuva 8 havainnollistaa vielä tuulisysteemejä ja ilmakehän kiertoliikkeitä. Kuvaan on merkitty ITCZ, Hadleyn solu, Ferrelin solu (mid-latitude cell) sekä polaarisolua, jota tässä ei sen kummemmin käsitelty, mutta joka toimii samalla periaatteella kuin Hadleyn ja Ferrelin solutkin. Vyöhyketuulista kuvaan on merkitty länsituulet (westerlies) sekä pasaatituulet (trades). Hepoasteiden korkeapaineet on merkitty kuvaan suunnilleen kolmenkymmenen asteen leveyspiireille.

Tyynenmeren seudulla havaittava El Niño/eteläinen oskillaatio (ENSO, El Niño southern oscillation) -ilmiö on erittäin tärkeä ilmaston säätelijä Tyynenmeren alueella ja voi vaikuttaa myös globaalisti eri puolilla maailmaa. ENSO-syklin ja aurinkosyklin välistä yhteyttä on pidetty mielenkiintoisena tutkimusaiheena. Yksi tärkeä tekijä ENSO:n ymmärtämisessä on ilmamassojen kierto ilmakehässä liittyvä ns. Walkerin kierto. Walkerin kierrolla tar-



Kuva 8: Maapallon tuulisysteemit. Lähde: Wikimedia Commons, Kaidor. Osoitteessa: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Earth_Global_Circulation_-_en.svg. CC 3.0.

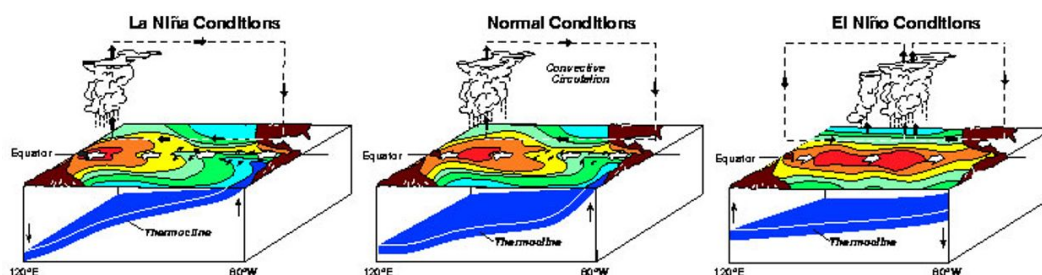
koitetaan itä-länsisuuntaista kiertoa troposfäärissä, jossa lämmintä ja kosteaa ilmaa virtaa idästä, Tyynenmeren alueen tapauksessa Etelä-Amerikan länsirannikolta, kohti länttä ja Indonesian ja Australian seutua. Tämän seurauksena idässä merivesi viilenee ja alueelle syntyy korkeapaine, kun taas läntiset Tyynenmeren alueet lämpenevät ja muodostavat matalapaineen. Matalapaineen alueella ilmassa kohoaa ylöspäin ja kulkeutuu itään korkealla troposfäärissä, jossa se laskeutuu alas Tyynenmeren itäosissa synnyttäen korkeapaineen. Alhaalla troposfäärissä havaitaan Walkerin kierron seurauksena itätuulet, kun Etelä-Amerikan rannikkoseudun korkeapaineen alueelta virtaa ilmaa Indonesian seudun matalapaineen alueelle. [13]

ENSO-syklin El Niño -vaiheessa Walkerin kierto heikentyy ja lämmintä merivettä kertyy päiväntasaajan seudulla Tyynenmeren keskiselle ja itäiselle alueelle, ja meren läntisillä alueilla vesi viilenee. Tämän seurauksena havaitaan enemmän sateita Tyynenmeren keski- ja itäosissa, kun lämmin vesi synnyttää ilmakehään nousevia ilmavirtauksia ja nostattaa kosteutta. Normaalisti sateisella Indonesian alueella sateet sitä vastoin vähenevät, ja alueella voidaan havaita normaalia viileämpiä lämpötiloja vallitsevan korkeapaineen takia. Normaalit itätuulet Tyynenmeren alueella voivat jopa kääntyä läntisiksi ainakin meren läntisissä osissa, mikä aiheuttaa normaalisti lämpimien merialueiden voimakkaan viilenemisen. El Niño saa usein alkunsa, kun meren pintalämpötila kohoaa hieman keskisellä tai itäisellä Tyynellämerellä esimerkiksi myrskyn synnyttämien länsituulten vuoksi. Tällöin normaalisti alueella vallitsevien itätuulten virtaus häiriintyy, jolloin Walkerin kierto heikentyy ja El Niño saa alkunsa. [13]

El Niño -vaiheen vastakohdassa, La Niña -vaiheessa, Walkerin kierto vahvistuu, jolloin Tyynenmeren länsiosiin Indonesian ja Australian seuduille kertyy tavallista lämpimämpää vettä ja idässä Etelä-Amerikan rannikolla havaitaan normaalia kylmempää merivettä. Länsiosiin kertyneen ylimääräisen lämmön seurauksena havaitaan enemmän rankkoja sateita ja korkeampia meriveden lämpötiloja, kun taas idässä on tavanomaista viileämpää ja kuivempaa. El Niño -ja La Niña -ilmiöt usein vaihtelevat sykleissä, joskin suurimman osan ajasta Walkerin kierto on ns. neutraalissa tilassa eli se ei ole merkittävästi vahvis-

tunut tai heikentynyt. Tätä sykliä, jossa nämä kaikki kolme vaihetta (El Niño, La Niña ja neutraali vaihe) vaihtelevat, kutsutaan eteläiseksi oskillaatioksi (ENSO). Syklin pituus sekä syklin eri vaiheiden voimakkuus voivat hieman vaihdella, joskin yleisesti ottaen El Niño -ja La Niña -ilmiöitä tapahtuu noin 3-4 vuoden välein. Pohjoisen pallonpuoliskon talven aikaan ENSO-sykli on usein voimakkaimmillaan, mikä kannattaa ottaa huomioon eri ilmastotekijöitä arvioitaessa. [1], [13]

Alla olevassa kuvassa 9 on vielä havainnollistettu ENSO-syklin eri vaiheet. Vasemmassa laidassa on kuvattu tilanne Tyynellämerellä La Niña -vaiheen aikana, jolloin Walkerin kierto on vahvistunut ja lämmintä ja kosteaa ilmaa pakkautuu Indonesian seudulle Tyynenmeren länsiosiin. Keskellä on kuvattu tilanne Walkerin kierron ollessa neutraalissa vaiheessa, jolloin olosuhteet Tyynellämerellä ovat niin sanotusti normaalit. Tyynenmeren länsiosissa on tällöin lämpimämpää ja kosteampaa ilmaa ja itäosissa kylmempää ja kuivempaa ilmassa. Oikeassa laidassa on kuvattu tilanne El Niño -vaiheessa, jolloin Walkerin kierto on heikentynyt huomattavasti, jolloin kostea ilma pakkautuu Tyynenmeren keski- ja itäosiin ja länsiosiin kertyy kuivempaa ilmaa. Lämpimän meriveden alue on nyt normaalia laajempi, jolla voi olla vaikutuksia myös lämpötiloihin globaalisti. El Niño -vuosina voidaankin havaita normaalia korkeampia lämpötiloja maailmanlaajuisessa mittakaavassa muihin vuosiin verrattuna, koska suuri lämpimän meriveden alue luovuttaa paljon lämpöä ilmakehään. [13]



Kuva 9: ENSO-syklin eri vaiheet: La Niña, neutraali vaihe ja El Niño. Lähde: Swedish Meteorological and Hydrological Institute. Figure 1. Diagrams showing sea surface temperature, the position of the thermocline and the atmospheric conditions during La Niña (left), and El Niño (right). Normal conditions are shown in the middle. The thermocline separates the warm surface water from the colder deep water. Photo courtesy of the NOAA PMEL. Osoitteessa: <https://www.smhi.se/en/theme/el-ni-o-and-la-ni-a-1.13054>.

Aurinkosyklin vaikutuksia Walkerin kiertoon ja siten ENSO-sykliin on tutkittu useissa tutkimuksissa. Joissain tutkimuksissa (esim. Meehl et al. (2008), [22]) on osoitettu Walkerin kierron vahvistuneen Auringon aktiivisuusmaksimin aikana, mikä on erottunut selvästi ENSO-syklin aiheuttamasta signaalista. Aurinkosyklin maksimivaiheen aikaan auringonpilkkujen määrän ollessa suurimmillaan Walkerin kiertoon kuuluvat itätuulet vaikuttivat siis olevan voimakkaampia kuin minimin aikaan. Meren pintalämpötilan myös havaittiin olevan hieman viileämpi aktiivisuusmaksimin aikaan itäisellä Tyynellämerellä. Aurinkopilkumaksimin aikaan Walkerin kierto näytti tutkimuksen mukaan siis muistuttavan ENSO-syklin La Niña -vaihetta. Toisenlaisiakin tuloksia on kuitenkin saatu aikaan. [1]

Esimerkiksi White ja Liu ((2008), [23]) osoittivat, että Auringon aktiivisuusmaksimin aikaan voidaan havaita normaalia lämpimämpiä meren pintalämpötiloja itäisellä Tyynellämerellä, jolloin ENSO-sykli muistuttaisi El Niño -vaihetta. Kuitenkin tutkimusten

lähtökohdat eroavat hieman toisistaan, sillä Meehl et al. ([22]) käyttivät Auringon aktiivisuuden kuvaamiseen auringonpilkkuja, kun taas White ja Liu käyttivät Auringon säteilemää kokonaisirradianssia, joten tulokset eivät ole siten täysin vertailukelpoisia. On kuitenkin ehdotettu, että auringonpilkkujen määrä olisi maksimissaan noin vuosi ennen tutkimuksessa käytettyä vuosikymmenittäisen kokonaisirradianssin vaihtelun huippua. Tämä voi mahdollisesti selittää tutkimusten eroavaisuudet, sillä tässä tapauksessa aktiivisuusmaksimin huippukohdat olisi määritelty tutkimuksissa hieman eri tavoin. [1]

4.3.3 Rengasmoodit (annular modes)

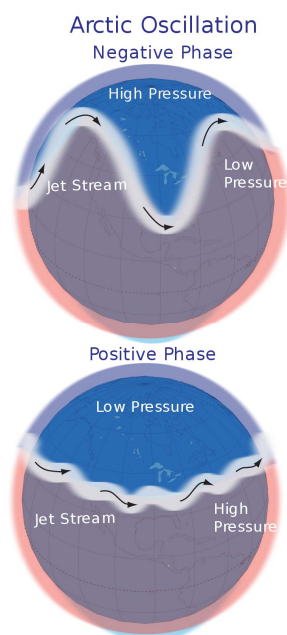
Tropiikin ulkopuolella voidaan havaita joitain vuodenaikaisvaihteluun liittymättömiä ilmakehän kiertoliikkeitä, joita kutsutaan yleensä rengasmoodiksi (annular modes). Nämä rengasmoodit vaihtelevat usein voimakkuudeltaan vuosien ja kuukausien mittaan ja usein lyhyemmälläkin aikavälillä, kuten viikkojen aikaskaaloissa. Ilmanpainetta tutkittaessa rengasmoodiksi määritellään pohjois-eteläsuuntaiset ilmamassan siirtymät napa-alueiden ja keskileveysasteiden välillä. Tuulten suhteen rengasmoodiksi kuvataan pohjois-eteläsuuntaista huojusta keskileveysasteiden vyöhyketuulissa. Rengasmoodia kuvataan indeksien avulla. Moodeille käytetään lyhenteitä NAM (pohjoinen rengasmoodi, northern annular mode) tai AO (arktinen oskillaatio, arctic oscillation) pohjoisella pallonpuoliskolla sekä SAM (eteläinen rengasmoodi, southern annular mode) tai AAO (antarktinen oskillaatio, antarctic oscillation) eteläisellä pallonpuoliskolla. [24], [25]

NAM- ja SAM-indekseille määritetään arvot yleensä tutkimalla tietyn ilmanpaineen geopotentialikorkeuden poikkeamaa keskimääräisestä arvosta. Rengasmoodia kuvaavan indeksin arvo on positiivinen tilanteessa, jossa napa-alueella sijaitsee tavallista voimakkaampi matalapaine, joka yhdistyy voimakkaampiin läntisiin tuuliin suunnilleen leveysasteilla $55 - 60^\circ$. Indeksillä ollessa negatiivinen navalla sijaitsee puolestaan normaalia korkeampi ilmanpaine, jolloin länsituulet heikentyvät ja kylmää ilmaa pääsee virtaamaan navalta normaalia etelämmäksi. Joskus käytetään NAM-indeksin sijasta NAO-indeksiä (Pohjois-Atlantin oskillaatio, North Atlantic oscillation), joka kuvaa samaa ilmiötä kuin NAM-indeksikin, mutta ilmanpaine-eroja vertaillaan Islannin ja Azoreiden välillä. [24], [25]

Pohjoisella pallonpuoliskolla NAM-indeksi on erityisen kiinnostuksen kohteena, sillä sen on todettu vaikuttavan etenkin talvi-ilmastoon Euroopassa ja Pohjois-Amerikassa. NAM-indeksillä ollessa positiivinen pohjoisella napa-alueella vallitsee tavallista voimakkaampi matalapaine, jolloin napa-alueita polaaripyörteen reunalla kiertävän suihkuvirtauksen liike on suorempaa, eikä napa-alueiden kylmä ilma pääse virtaamaan etelään. NAM-indeksillä ollessa positiivinen Suomessa ja muualla Skandinaviassa talvi on yleensä leuto ja kostea, vaikkakin tulee muistaa, että NAM-indeksin lisäksi talven säätilaan vaikuttavat monet muutkin tekijät. Vastaavasti NAM-indeksillä ollessa negatiivinen napa-alueella vallitsee normaalia korkeampi ilmanpaine, minkä seurauksena polaaripyörteen ulkoreunan suihkuvirtaus hidastuu ja alkaa mutkitella. Tämä mahdollistaa kylmän napa-alueen ilman virtaamisen normaalia etelämmäs, jolloin Euroopassa ja Pohjois-Amerikassa voidaan kokea ankaria pakkasia. [13]

Seuraavan sivun kuvassa 10 on havainnollistettu NAM-indeksin eri vaiheita. Kuvassa ylempänä on esitetty negatiivinen vaihe, joka on yhteydessä siis normaalia korkeampaan ilmanpaineeseen napa-alueella ja heikompiin tuuliin. Kuvassa alempana oleva positiivinen

vaihe on taas yhteydessä normaalia voimakkaampaan matalapaineeseen napa-alueella ja voimakkaisiin tuuliin.



Kuva 10: Arktinen oskillaatio, NAM-indeksin vaiheet: positiivinen ja negatiivinen vaihe. Lähde: National Climatic Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Osoitteessa: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Arctic_Oscillation_II.svg.

Auringon aktiivisuuden yhteyttä yllä käsiteltyihin indekseihin on tutkittu, ja indeksin arvoille onkin löydetty joitain vastaavuuksia aurinkosyklin kanssa. Kun tieto Auringon aktiivisuuden vaiheesta yhdistetään aiemmin kuvatun kvasi-bienniaalisen oskillaation eli QBO:n vaiheeseen, on todettu, että polaaripyörre on heikompi ja lämpimämpi ja NAM-indeksi on siten useimmiten negatiivinen Auringon aktiivisuusminimin ja QBO-E-vaiheen osuessa samaan aikaan ja toisaalta aktiivisuusmaksimin ja QBO-W-vaiheen yhteydessä. Toisaalta polaaripyörre on taas vahvempi ja kylmempi ja NAM-indeksi on useimmiten positiivinen aktiivisuusmaksimin ja QBO-E-vaiheen sekä aktiivisuusminimin ja QBO-W-vaiheen yhteydessä. Kuvatunlainen yhteys havaittiin vain, kun QBO:n vaihe yhdistettiin aurinkosyklin vaiheeseen. [1]

Maliniemi et al. (2016, [26]) ovat tutkineet geomagneettisen aktiivisuuden yhteyttä NAM-indeksiin ja sitä kautta pohjoisen pallonpuoliskon talvi-ilmastoon. Geomagneettisen aktiivisuuden voidaan ajatella olevan epäsuora mittari Maan magnetosfääristä tulevalle hiukkaspresipitaatiolle (kts. aiemmin käsitelty EEP-ilmiö). Tutkimuksessa havaittiin vahva positiivinen korrelaatio geomagneettista aktiivisuutta eli Maan magneettikentän häiriöisyyttä kuvaavan aa-indeksin sekä NAM-indeksin välillä, kun QBO:n vaihe oli itäinen (QBO-E). Vastaavaa korrelaatiota ei ilmennyt QBO-vaiheen ollessa läntinen (QBO-W). Todennäköinen syy tälle ilmiölle löytyy planetaarisista aalloista ja niiden erilaisesta vaikutuksesta QBO-vaiheesta riippuen, mitä Asikainen et al. (2020, [27]) ovat tutkineet myöhemmässä tutkimuksessaan.

Positiivinen korrelaatio aa-indeksin ja NAM-indeksin välillä QBO-E-vaiheessa havaittiin vahvana vain talvikuukausina tammikuun ja maaliskuun välisenä ajanjaksona, ja

QBO:n vaihe mitattiin 30hPa:n geopotentialikorkeudelta. Voidaan siis todeta, että aurinkotuulen ajamalla magnetosfäärin hiukkaspresipitaatiolla on vaikutus stratosfäärissä ja troposfäärissä vallitseviin kiertoliikkeisiin ja sitä kautta talvi-ilmastoon. [26]

4.4 Ilmastovaikutukset maanpinnalla

Maanpinnan ja merenpinnan lämpötilojen riippuvuutta 11-vuoden aurinkosyklistä on tutkittu useissa tutkimuksissa. Ongelmana on kuitenkin ollut se, että ilmastoon ja siten maanpinnan lämpötilaan vaikuttaa Auringon lisäksi moni muukin tekijä, esimerkiksi kasvihuonekaasut, tulivuorenpurkaukset, muutokset aerosolihiukkasten määrissä sekä ilmaston sisäiset vaihtelut. Täten pelkästään aurinkosykliin liittyvä lämpötilanvaihtelun tutkiminen on osoittautunut haastavaksi. [1]

Selkeää globaalisti yhteneväistä lämpötilariippuvuutta aurinkosyklin vaiheesta on ollut vaikea havaita, mutta alueellisesti joitain havaintoja on tehty. Keskimääräisesti globaalin pintalämpötilan on arvioitu vaihtelevan noin $0,15^{\circ}\text{C}$ aurinkosyklin mukaan, mutta alueellisesti vaihtelut voivat olla tätä pienempiä tai suurempia. Esimerkiksi Auringon ollessa vähemmän aktiivinen Pohjois-Euroopassa on todettu kylmempiä talvilämpötiloja ja Grönlannissa vastaavasti korkeampia talvilämpötiloja. Tämä sopii hyvin yhteen sen kanssa, että aktiivisuusminimiin liittyen on havaittu enemmän negatiivisia NAM-indeksin arvoja. Edellisessä kappaleessa kuvatut NAM-indeksiin liittyvät tulokset ovatkin yleisesti voimassa myös maanpinnalla. [13]

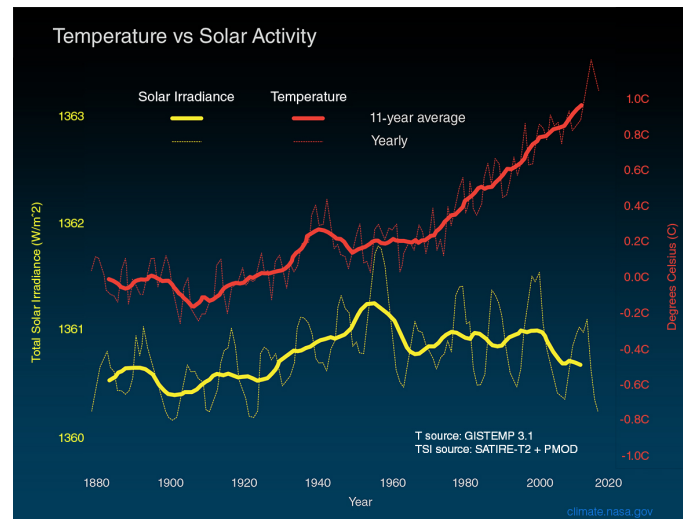
Suurten valtamerien pintalämpötilojen sekä aurinkosyklin vaiheen välillä on havaittu jonkinlaskäköistä riippuvuutta. Atlantin, Tyynenmeren sekä Intian valtameren pintalämpötilan on havaittu muuttuvan noin $0,08$ kelvinastetta aurinkosyklin aikana niin, että pintalämpötila oli suurin aktiivisuusmaksimin aikaan. Suurin korrelaatio merien pintalämpötilojen ja aktiivisuussyklin välillä havaittiin, kun pintalämpötiloja havaittiin 1-2 vuoden viiveellä Auringon aktiivisuuden vaiheeseen nähden. [1]

4.5 Nykyaikainen ilmastomuutos

Maapallon ilmasto on vaihdellut paljon viimeisten satojen tuhansien vuosien aikana. Välillä on koettu pitkiä jääkausia ja välillä taas lämpimämpiä jaksoja. Suurin ilmastoon vaikuttava tekijä on Maan kiertorata ja erityisesti Maan etäisyys Auringosta, joka on vaihdellut hieman aikojen kuluessa vaikuttaen siten Auringon säteilyn määrään maapallolla. Viimeisen jääkauden, joka loppui noin 11 500 vuotta sitten, jälkeen ilmasto on välillä vaihdellut merkittävästikin, esimerkkeinä mainittakoon keskiajan lämmin kausi sekä 1600-luvun niin kutsuttu pieni jääkausi. Viimeisen vuosisadan aikana lämpötilat ovat globaalisti kuitenkin jälleen olleet voimakkaasti noususuunnassa. Syytä tähän on haettu luonnollisista prosesseista, kuten Auringon aktiivisuuden kohoamisesta ja tulivuortenpurkauksista, mutta nykyisten tutkimustulosten perusteella on käynyt selväksi, että ihmiskunnalla on suuri vaikutus nykyään havaittavaan ilmaston lämpenemiseen. [1], [12]

Alla olevassa kuvassa 11 on havainnollistettu globaalin lämpötilan ja Auringon aktiivisuuden välistä riippuvuutta. Punaisella käyrällä on kuvattu maapallon globaalia lämpötilaa ja keltaisella käyrällä Auringon säteilemää kokonaisirradianssia eli säteilytysvoimakkuutta. Kuvassa paksummat viivat kuvaavat 11-vuoden keskiarvoja, joista pitempiäaikaiset trendit paljastuvat paremmin kuin pistemäisistä vuosikeskiarvoista kuvaavista käyristä. Kuvasta

havaitaan, että viimeisten vuosikymmenien aikana globaali lämpötila on noussut jyrkästi, kun taas Auringon aktiivisuus näyttää laskeneen. Täten vaikuttaa siltä, että Auringon aktiivisuudella ei olisi suurta vaikutusta globaalien lämpötilojen voimakkaaseen nousuun, vaan syytä ilmastomuutokseen tulisi etsiä muualta.



Kuva 11: Auringon aktiivisuus ja globaali lämpötila. Lähde: NASA Global Climate Change. Credit: NASA-JPL/Caltech. Osoitteessa: https://climate.nasa.gov/climate_resources/189/graphic-temperature-vs-solar-activity/.

Vuodesta 1750 lähtien Auringon kokonaisirradianssissa ei ole tapahtunut mitään käänteentekeviä muutoksia, mitkä voisivat selittää lämpötilojen nousun globaalisti. Sen sijaan ilmiö voidaan selittää kasvihuonekaasujen lisääntymisellä, sillä ne estävät lämmön siirtymistä maanpinnalta ylem্পään ilmakehään heijastamalla sen takaisin maanpinnalle. Erilaisien ilmastosimulaatioiden ja -mallinnuksien ei ole todettu myöskään vastaavan havaintoja, ellei niissä huomioida kasvihuonekaasujen määrän lisääntymistä ilmakehässä. Pääasiallisena tekijänä nykyaikaisessa ilmastomuutoksessa voidaan siis pitää ihmiskunnan toiminnan seurauksena lisääntyneitä kasvihuonekaasujen päästöjä. Kasvihuonekaasuina voidaan pitää muun muassa vesihöyryä, hiilidioksidia, typpidioksidia sekä metaania. Suurimpana aiheuttavana tekijänä ilmastomuutoksen synnyssä voidaan pitää hiilidioksidin määrän lisääntymistä ilmakehässä. Tämä on suoraa seurausta ihmiskunnan lisääntyneistä hiilidioksidipäästöistä, erityisesti teollistumisen myötä lisääntyneestä fossiilisten polttoaineiden käytöstä sekä pienemmissä määrin esimerkiksi metsien raivamisesta. Tärkeimpänä tavoitteena ilmastomuutoksen hillinnässä pidetäänkin hiilidioksidipäästöjen rajoittamista maailmanlaajuisesti. [12], [13]

5 Yhteenveto

Tutkielmassani tarkoitukseni oli käydä läpi hieman sitä, miten Auringon aktiivisuus vaikuttaa maapallon ilmastotekijöihin. Alussa Johdanto-luvussa kerroin hieman perustietoja Auringosta, sen aktiivisuudesta ja siitä, mitä aktiivisuudella oikeastaan tarkoitetaan. Kävin myös hieman läpi maapallon ilmakehän rakennetta, jonka ymmärtäminen on tutkielman aiheen kannalta tärkeää, sillä Auringon vaikutukset ilmenevät eri ilmakehän kerroksissa hieman eri tavalla ja vaikutukset voivat myös välittyä ilmakehän kerrosten välillä erilaisten mekanismien välityksellä.

Seuraavassa luvussa kerroin hieman siitä, miten Auringon aktiivisuuden vaihtelut näkyvät Auringon säteilemän sähkömagneettisen säteilyn ja hiukkassäteilyn määrissä. Aurinkosyklin vaihe vaikuttaa myös mielenkiintoisella tavalla kosmisten säteiden määrään maapallolla.

Lopuksi käsittelin ilmastovaikutuksia ilmakehän kerros kerrallaan. Stratosfäärin yläpuolella vaikutukset jäävät pieniksi, joten jätin ilmakehän ylimmät kerrokset tässä vähäisemmälle huomiolle. On kuitenkin hyvä huomata, että ilmakehä ei suinkaan rajoitu pelkästään stratosfääriin, vaan jatkuu myös sen yläpuolella. Stratosfäärissä ilmastovaikutukset kytkeytyivät erityisesti otsoniin ja sen määrään. Suomalaisten kannalta myös stratosfäärin polaaripyörre on mielenkiintoinen kohde, sillä muutokset sen rakenteessa vaikuttavat suoraan talvisäähän. Myös QBO-ilmiö ja sen yhteys Auringon aktiivisuuteen on kiinnostava tutkimuskohde.

Troposfääri-osiossa tarkasteltiin El Niño -ja La Niña -ilmiöitä, jotka vaikuttavat Tyynenmeren alueella. Euroopan näkökulmasta mielenkiintoinen indeksi on pohjoisella pallonpuoliskolla ilmenevää rengasmoodia kuvaava NAM-indeksi, jonka on todettu olevan yhteydessä stratosfäärin polaaripyörteeseen ja sitä kautta talvi-ilmastoomme. Indeksillä on myös todettu olevan jonkinlainen yhteys ilmakehään satavien energeettisten hiukkasten määrään, joita aurinkotuulen vaihtelut säätelevät, joten se onkin mielenkiintoinen tutkimusaihe avaruusfysiikan näkökulmasta.

Aivan lopussa kerroin vielä lyhyesti siitä, miten Auringon aktiivisuus vaikuttaa mahdollisesti maanpinnan ja merenpinnan lämpötiloihin. Nykyaikaiseen ilmastomuutokseen liittyen huomioitavaa on, että Auringon aktiivisuus ei sitä riittä selittämään. Ilmastomuutos sinänsä on kuitenkin hyvin laaja aihe ja sen tarkempaan käsittelemiseen tarvittaisi kokonainen tutkielma jos toinenkin. Ilmastomuutos on yksi ihmiskunnan suurimmista huolenaiheista tällä hetkellä, ja sen ratkaiseminen vaatiikin maailmanlaajuisia yhteistyötä.

5.1 Päätelmät

Tutkielmaa tehdessä on käynyt ilmi, että maapallolla vallitseva ilmasto on moninainen kokonaisuus, joka syntyy usean eri tekijän summana, eikä aina ole selvää miten mikäkin tekijä vaikuttaa mihinkin. Tämä tuo haasteita myös tulevaisuuden ilmaston ennustamiseen, sillä säätilaakin voi ennustaa ilmakehän kaoottisuuden takia tarkemmin vain muutama päivän päähän. On kuitenkin hyvä huomata, että ilmasto ja sää ovat kaksi eri asiaa; ilmasto kuvaa pitempiäaikaista olosuhteiden vaihtelua vuosikymmenien aikaskaaloissa, kun taas termiä sää käytetään lyhyemmän aikaskaalan ilmiöistä. [12]

Mielenkiintoista on myöskin nähdä, miten aktiivinen Aurinko on tulevaisuudessa. Vii-

me vuosina Auringon aktiivisuus on ollut poikkeuksellisen vähäistä, ja esimerkiksi auringonpilkkuja on ollut erittäin vähän. Nähtäväksi jää, kuinka pitkään Aurinko jatkaa hiljaiseloaan, millaiseksi seuraava aurinkosykli muotoutuu, ja millaisia vaikutuksia tällä on mahdollisesti maapallolla. 1600- ja 1700-luvuilla vallinneen Maunderin minimin aikana Auringon aktiivisuus oli hyvin vähäistä ja aurinkopilkkuja havaittiin erittäin vähän, jos ollenkaan. Tällöin maapallolla havaittiin pieni jääkausi ja ilmasto oli kylmeni merkittävästi. Vastaavaa ilmiötä kuitenkin tuskin havaitaan tällä kertaa. [2]

Pohjois-Euroopan ja suomalaisten kannalta yksi mielenkiintoinen tutkimusaihe on NAM-indeksi ja sen ennustaminen. Aiemmin kuvattiin, kuinka yksi merkittävä talvi-ilmastoomme vaikuttava tekijä on juuri NAM-indeksi ja sen yhteys polaaripyörteen kehitykseen. NAM-indeksillä on havaittu olevan aiemmin kuvatusti jonkinlainen yhteys Auringon aktiivisuuteen ja avaruudesta saapuvaan hiukkaspresipitaatioon, joten mielenkiintoista olisi, jos Auringon aktiivisuutta tutkimalla voitaisiin ennustaa seuraavien talvien ilmastoa. Kuitenkin on taas hyvä huomata, että talvi-ilmastoon vaikuttaa moni muukin tekijä NAM-indeksin lisäksi, joten talvi-ilmastoa voidaan toki ennustaa vain tietyllä todennäköisyydellä.

Tein kesällä 2020 mallinnusta, jossa tutkittiin NAM-indeksin ja erilaisten geomagneettista aktiivisuutta kuvaavien indeksien välistä yhteyttä. Kun tutkittiin helmikuuta vuosina 1979-2020 havaittiin selvä positiivinen korrelaatio NAM-indeksin ja geomagneettista aktiivisuutta kuvaavan aa-indeksin välillä niinä vuosina, kun QBO oli itäisessä vaiheessa. Jos siis tiedettäisiin, että ensi talvena QBO on itäisessä vaiheessa, ja voitaisiin ennustaa aa-indeksi seuraavalle talvelle, saataisiin jonkinlainen arvio ensi talven NAM-indeksille ja voitaisiin ehkä päätellä jotain siitä, tuleeko talvesta kylmä vai lämmin ja sateinen.

Vähemmälle käsittelylle jäi eteläisen pallonpuoliskon SAM-indeksi, joka on NAM-indeksin vastine eteläisellä pallonpuoliskolla. SAM-indeksin vaikutus eteläisellä pallonpuoliskolla on kuitenkin heikompi kuin NAM-indeksin vaikutus pohjoisella pallonpuoliskolla, mikä saattaa johtua planetaaristen aaltojen vähäisemmästä määrästä eteläisellä pallonpuoliskolla. Esimerkiksi aiemmin stratosfäärin yhtäkkisiä lämpenemisiä käsiteltäessä kerroin Rossby-aaltojen määrän olevan suurempi pohjoisella pallonpuoliskolla suuremman maapinta-alan ansiosta. Koska Rossby-aallot ovat läheisesti yhteydessä SSW-tapahtumiin, eteläisellä pallonpuoliskolla näitä SSW-tapahtumia ilmenee todella harvoin. Esimerkiksi ensimmäinen eteläisen pallonpuoliskon SSW-tapahtuma havaittiin vasta syksyllä 2002, kun taas pohjoisella pallonpuoliskolla SSW-tapahtumia on havaittu säännöllisesti 1950-luvulta lähtien. [13]

Kerroin aiemmin myös SSW-tapahtumien, Auringon aktiivisuuden ja QBO-vaiheen välisestä yhteydestä. Yksi mielenkiintoinen tulos oli se, että QBO-E-vaiheessa on havaittu enemmän SSW-tapahtumia etenkin silloin, kun Auringon aktiivisuus on heikkoa tai, kun ENSO-sykli on La Niña -vaiheessa [18]. QBO:n ja Auringon aktiivisuuden lisäksi siis myös ENSO-syklillä näyttäisi olevan jonkinlainen vaikutus SSW-tapahtumien esiintymiseen.

ENSO-syklin ja Auringon aktiivisuuden välinen yhteys onkin mielenkiintoinen tutkimusaihe. ENSO-syklillä on todettu olevan globaaleja vaikutuksia ympäri maapalloa, ja ENSO onkin yksi merkittävimmistä ilmastoon vaikuttavista tekijöistä. ENSO-syklin pituus ja voimakkuus voivat vaihdella huomattavastikin, eikä siksi syklin ennustaminen ole aina helppoa. Jos jonkinlainen selkeä yhteys Auringon aktiivisuuden vaiheeseen löydetäisiin, voisi myös ENSO-syklin ennustaminen helpottua.

A Lyhenneluettelo

AO - arctic oscillation, arktinen oskillaatio

AAO - antarctic oscillation, antarktinen oskillaatio

CR - cosmic rays, kosmiset säteet

EEP - energetic electron precipitation, energettisten elektronien sadanta

EPP - energetic particle precipitation, energettisten hiukkasten sadanta

ENSO - El Niño/southern oscillation, El Niño/eteläinen oskillaatio

GCR - galactic cosmic rays, galaktiset kosmiset säteet

GEC - global electric circuit, globaalinen virtapiiri

ITCZ - intertropical convergence zone, pasaatituulten kohtaamisvyöhyke

NAM - northern annular mode, pohjoinen rengasmoodi

NAO - North Atlantic oscillation, Pohjois-Atlantin oskillaatio

SAM - southern annular mode, eteläinen rengasmoodi

SC - solar cycle, aurinkosykli

SEP - solar energetic particles, Auringosta peräisin olevat energettiset hiukkaset

SPE - solar proton events, Auringon protoneja tuottavat tapahtumat

SSI - spectral solar irradiance, Auringon spektraalinen irradianssi.

SSW - stratospheric sudden warming, stratosfäärin yhtäkkinen lämpeneminen

SST - sea surface temperature, merenpintalämpötila

TSI - total solar irradiance, Auringon kokonaisirradianssi.

QBO - quasi-biennial oscillation, kvasi-bienniaalinen oskillaatio (E - easterly, suunta itäinen; W - westerly, suunta läntinen)

B Lähteet

- [1] Gray, L. J., et al. (2010). Solar influences on climate. *Reviews of Geophysics*, 48, RG4001. <https://doi.org/10.1029/2009RG000282>.
- [2] Mursula, Kalevi. Avaruusfysiikan perusteet. Luentomoniste, kevät 2020. Oulun yliopisto, Fysiikan laitos, 2020.
- [3] Karttunen, Donner, Kröger, Oja, Poutanen. Tähtitieteen perusteet - 6. laitos. Tähtitieteellinen yhdistys Ursa ry (2016). Paino Printon Trukikoda, Tallinna. Sivut 122-123 ja 376-393.
- [4] Salby, Murry L. *Physics of the atmosphere and climate*. Cambridge University Press 2012, 2 ed. Sivut 14-16.
- [5] University of Colorado Boulder. The Home Page of the SOLAR Radiation and Climate Experiment (SORCE). Osoitteessa: <http://lasp.colorado.edu/home/sorce/>. Viitattu 27.3.2020.
- [6] Dudok de Wit, T., Kopp, G., Fröhlich, C., and Schöll, M. (2017). Methodology to create a new total solar irradiance record: Making a composite out of multiple data records, *Geophysical Research Letters*, 44, 1196–1203. <https://doi.org/10.1002/2016GL071866>.
- [7] J.B. Kerr, V.E. Fioletov. (2008). Surface ultraviolet radiation. *Atmosphere: Ocean*, 46:1, 159-184. <https://doi.org/10.3137/ao.460108>.
- [8] Seppälä et al. (2014). What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES-II. *Progress in Earth and Planetary Science* 2014, 1:24. <https://doi.org/10.1186/s40645-014-0024-3>.
- [9] Sinnhuber, M., Nieder, H. and Wieters, N. (2012). Energetic Particle Precipitation and the Chemistry of the Mesosphere/Lower Thermosphere. *Surv Geophys* 33, 1281–1334. <https://doi.org/10.1007/s10712-012-9201-3>.
- [10] Lee, Jee, Kwak et al. (2018). Responses of Nitrogen Oxide to High-Speed Solar Wind Stream in the Polar Middle Atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 2018, Volume 123, Issue 11. <https://doi.org/10.1029/2017JA025161>.
- [11] Mironova, Irina & Usoskin, I. (2013). Possible effect of strong solar energetic particle events on polar stratospheric aerosol: A summary of observational results. *Environmental Research Letters*, 9. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/1/015002>.
- [12] Karttunen, Koistinen, Saltikoff, Manner. Ilmakehä, sää ja ilmasto. Tähtitieteellinen yhdistys Ursa ry (2008). Painettu Otavan Kirjapaino Oy:ssä, Keuruulla 2008. Sivut 110-132 ja 137-197.
- [13] Zhang, F., Pyle, J. and North, G. R. (2015). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. London: Academic Press. Vol. II, sivut 1-86. Vol. IV, sivut 1-56. Vol. VI, sivut 91-181.
- [14] Fahey, D.W., and M.I. Hegglin (Coordinating Lead Authors), *Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2010 Update, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010*, 72 pp., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2011. [Reprinted from *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 52*, 516 pp., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2011.] Osoitteessa: <https://www.esrl.noaa.gov/csl/assessments/ozone/2010/twentyquestions/>.
- [15] Butchart, N. (2014). The Brewer-Dobson circulation. *Reviews of Geophysics*, 52. <https://doi.org/10.1002/2013RG000448>.

- [16] Butler, A. H., Sjöberg, J. P., Seidel, D. J., and Rosenlof, K. H. (2017). A sudden stratospheric warming compendium. *Earth System Science Data*, 9, 63–76. <https://doi.org/10.5194/essd-9-63-2017>.
- [17] Waugh, D. W., A. H. Sobel, and L. M. Polvani. (2017). What Is the Polar Vortex and How Does It Influence Weather?. *Bulletin of American Meteorological Society*, 98, 37–44. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00212.1>.
- [18] Salminen, A., Asikainen, T., Maliniemi, V., and Mursula, K. (2020). Dependence of sudden stratospheric warmings on internal and external drivers. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL086444. <https://doi.org/10.1029/2019GL086444>.
- [19] Shouting Gao, Xiaofan Li. *Cloud-Resolving Modeling of Convective Processes*. Springer, Dordrecht (2008). Chapter: Air–Sea Coupling. Sivut 147–155. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8276-4_10.
- [20] Solomon, S., Liu, H., Marsh, D., McInerney, J., Qian, L., Vitt, F. (2019). Whole Atmosphere Climate Change: Dependence on Solar Activity. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. Volume 124, Issue 5. <https://doi.org/10.1029/2019JA026678>.
- [21] Lee, J. N., D. T. Shindell, S. Hameed. (2009). The Influence of Solar Forcing on Tropical Circulation. *Journal of Climate*, 22, 5870–5885. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2670.1>.
- [22] Meehl, G. A., J. M. Arblaster, G. Branstator, and H. van Loon. (2008). A Coupled Air–Sea Response Mechanism to Solar Forcing in the Pacific Region. *Journal of Climate*, 21, 2883–2897. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1776.1>.
- [23] White, W. B., and Z. Liu. (2008a). Resonant response of the quasi-decadal oscillation to the 11-yr period signal in the Sun’s irradiance. *Journal Geophysical Research: Oceans*, 113, C01002. <https://doi.org/10.1029/2006JC004057>.
- [24] Colorado State University. Annular Modes Website. A Brief Introduction to the Annular Modes and Annular Mode Research, David W. J. Thompson. Osoitteessa: <https://atmos.colostate.edu/~davet/ao/introduction.html>. Viitattu 9.7.2020.
- [25] Talley, Pickard, Emery, Swift. *Descriptive Physical Oceanography (Sixth Edition)*. Chapter S15 - Climate and the Oceans. Academic Press (2011). <https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-4552-2.10027-7>.
- [26] Maliniemi, V., T. Asikainen, and K. Mursula. (2016). Effect of geomagnetic activity on the northern annular mode: QBO dependence and the Holton–Tan relationship, *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 121, 10,043–10,055. <https://doi.org/10.1002/2015JD024460>.
- [27] Asikainen, T., Salminen, A., Maliniemi, V., and Mursula, K. (2020). Influence of enhanced planetary wave activity on the polar vortex enhancement related to energetic electron precipitation. *Journal Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD032137. <https://doi.org/10.1029/2019JD032137>.